

# **Geochemie magmatischer Prozesse in quartären Vulkaniten der Chaîne des Puys, Massif Central, Frankreich: Kombinierte Sr-, Nd-, Hf-Isotopie in Lavaströmen und Grundgebirge.**

Dissertation  
zur Erlangung des Grades  
eines Doktors der Naturwissenschaften

vorgelegt von  
Dipl.-Geol. Ingo Böttcher  
aus Göppingen

genehmigt von der Fakultät für  
Energie- und Wirtschaftswissenschaften  
der Technischen Universität Clausthal

Tag der mündlichen Prüfung  
11. August 2008

Vorsitzender der Promotionskommission

Prof. Dr.-Ing. O. Langefeld

Hauptberichterstatter

Prof. Dr. K. Mengel

Berichterstatter

Prof. Dr. B. Lehmann

Die Arbeit wurde im Fachgebiet Mineralogie, Geochemie, Salzlagerstätten des Instituts für Mineralogie und Mineralische Rohstoffe (ab November 2007 Institut für Endlagerforschung) angefertigt.

## Zusammenfassung

Hochdifferenzierte, viskose Magmen bergen ein großes Gefährdungspotential für die Umgebung der möglichen Eruptionszentren. Das Verständnis magmatischer Systeme, die zu vulkanischer Tätigkeit führen, erlangt daher große Bedeutung.

Die Aufgabe dieser Arbeit besteht in einer möglichst detaillierten Modellierung des jüngsten Vulkanzentrums Westeuropas, der Chaîne des Puys im französischen Massif Central, mit dem Ziel, die Tiefenlage von Magmenkammern zu klären. Hierzu wird ein kombinierter isotopengeochemisch – geophysikalischer Ansatz gewählt. Benötigt werden ein komplettes lithologisches Profil der Kruste, die Geochemie der Vulkanite und die Verteilung der elastischen Eigenschaften unter dem Massif Central. Über die Hauptkomponenten der krustalen Gesteine werden die elastischen Eigenschaften (*in situ*  $V_p$ ) berechnet und dem refraktionsseismischen Krustenprofil zugeordnet. Informationen über mögliche Kontaminanten werden aus der Geochemie von hier untersuchten Xenolithen aus Bournac und dem Maar de Beaunit sowie aus anstehenden Mittel- bis Oberkrustengesteinen (Allier-Tal, Limagne-Grabenschulter) gewonnen. An vulkanischen Gesteinen wurden Na-affine basaltische bis trachyandesitische Ströme und die namensgebenden Trachytdome (Dômes) beprobt. Sowohl von den krustalen als auch von den vulkanischen Gesteinen wurden Hauptelemente und Spurenelemente analysiert. Von ausgewählten Proben konnten Sr- und Nd-Isotope mittels Thermionenmassenspektrometrie, sowie die Hf-Isotope mithilfe des Multikollektor ICP-MS bestimmt werden.

Geochemische Modellierungen im Sinne von AFC ergeben eine dreistufige Entwicklung: Die erste Entwicklungsphase besteht in der Fraktionierung von ~8 % Olivin  $Fo_{90}$  einer primären Mantelschmelze, die die etwas entwickelten Basalte der Chaîne des Puys bildet. Im Bereich der Mantel-Krustengrenze (Moho in 25-28 km Tiefe) bilden diese basaltischen Schmelzen Magmenkammern, in denen sie durch Unterkruste in Form von mafischen Granuliten kontaminiert und fraktioniert werden. Ein Teil der so entstehenden trachybasaltischen Schmelzen gelangt an die Erdoberfläche, der verbleibende Anteil entwickelt sich in der Mittelkruste (15 km Tiefe) durch Fraktionierung und Assimilation der dort auftretenden Metapelite zu trachyandesitischen und trachytischen Magmen.

## Abstract

Highly evolved and viscous magmas hold a huge risk potential for inhabited surroundings close to possible eruption centers. Therefore understanding of active magmatic systems leading to volcanic activity gets more and more important to avoid human catastrophes.

The aim of this work is a detailed modelling of the youngest volcanic complex in Central Europe, the Chaîne des Puys in the Northern French Massif Central, with special interest on the depth of magma chambers. Using a combined approach of geochemistry and geophysics, several detailed information is required: a complete lithological crustal profile, the geochemistry of the volcanic rocks and the distribution of the elastic properties below the Massif Central. Major element data allows the calculation of elastic properties (*in situ* Vp) for crustal rocks and mapping in a refraction seismic profile. Information about possible contaminants is gained by geochemical data of xenoliths from locations in Bournac and Beaunit as well as from middle and upper-crustal rocks (Allier-Valley, Western Limagne-escarpment). Sampling volcanic rocks contains lavafloes of basaltic to trachyandesitic composition as well as all trachyte-domes (Dôme). Major and trace-elements were analysed for crustal and volcanic rocks by ICP-MS. A thermal ionization mass spectrometer at the University of Göttingen was used to determine Nd- und Sr-isotopes. Hf-isotopes were analysed at the University of Hannover using a multicollector ICP-MS.

Geochemical modelling in terms of AFC shows a three-stage magmatic evolution: the first stage yields a fractionation of 8% Olivine Fo<sub>90</sub> from a primary mantle melt, which results in the slightly evolved basalts of the Chaîne des Puys. In depths of 25 to 28 km at the crust-mantle-border (Moho) formation of a magma-chamber allows fractionation and contamination by lower-crustal rocks. In this stage the mantle derived basalt evolves to trachybasaltic composition. In parts trachybasaltic melt moves more or less uncontaminated directly to the surface. Another fraction of trachybasaltic melt rise up to shallow depths of 15km and forms another magma chamber. There fractionation and metapelitic contamination appear and develop the trachybasaltic melt to a trachyandesitic and later to a trachytic one.



# Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung.....	1
2 Geologischer Überblick.....	4
2.1 Das variszische Basement.....	4
2.2 Geophysik der Kruste.....	5
2.3 Vulkanite des Massif Central.....	6
2.4 Die Chaîne des Puys.....	7
3 Methodik.....	9
3.1 Probenahme.....	9
3.2 Aufbereitung.....	9
3.3 Analytische Methoden.....	10
3.3.1 RFA.....	10
3.3.2 Loss on ignition.....	10
3.3.3 ICP-MS.....	11
3.3.4 Elektronenstrahlmikrosonde.....	12
3.3.5 Sr- und Nd-Isotopenanalyse.....	13
3.3.6 Hf-Isotopenanalyse.....	15
4 Petrographie.....	18
4.1 Qualitativer Mineralbestand.....	18
4.1.1 Vulkanite der Chaîne des Puys.....	18
Basanite.....	18
Basalte.....	19
Trachybasalte.....	19
Basaltische Trachyandesite.....	21
Trachyandesite.....	21
Trachyte.....	22
4.1.2 Xenolithe (Bournac).....	24
Gneise.....	24
Granulite.....	24
4.1.3 Krustale Gesteine des Allier-Tals (Brioude).....	25
4.1.4 Krustale Gesteine der westlichen Limagnegrabenschulter (bei Clermont-Ferrand).....	26
4.2 Quantitativer Mineralbestand und elastische Eigenschaften der krustalen Gesteine.....	27

5 Geochemie.....	28
5.1 Hauptelemente.....	28
5.2 Spurenelemente.....	32
5.3 Sr-, Nd- und Hf-Isotopie.....	35
6 Diskussion.....	40
6.1 P-Wellengeschwindigkeit und Krustenprofil.....	40
6.2 Geochemische Entwicklung.....	42
6.2.1 Olivin-Fraktionierung im Mantel.....	42
6.2.2 AFC-Prozesse in der Kruste.....	43
7 Schlussfolgerungen.....	49
8 Literaturverzeichnis.....	51

## Anhang

# 1 Einleitung

Quartärer Vulkanismus birgt ein latentes Gefahrenpotential, da die Zeiten der letzten Aktivität meist zu kurz sind um eine genaue Vorhersage zu treffen. Insbesondere Vulkansysteme mit magmatischen Differentiaten sind von Bedeutung. Die hochviskosen Differentiate bergen ein deutlich höheres Gefährdungspotential als niedrigviskose Stammmagmen.

Zahlreiche Publikationen haben sich weltweit mit der Thematik der magmatischen Differentiation auseinandergesetzt. Der Schwerpunkt dieser Untersuchungen liegt zumeist auf den Prozessen, die zur Änderung der Gesteinschemie führten. Hierzu trugen besonders die verbesserten Analysemöglichkeiten bestimmter Isotopensysteme bei. Zur Bewertung magmatischer Prozesse werden bisher neben den Hauptkomponenten und Spurenelement-Variationsmustern vor allem die Isotopensysteme Rb/Sr und Sm/Nd genutzt. Beide Systeme beruhen auf dem Zuwachs des Tochterisotops durch den radioaktiven Zerfall des Mutterisotops und ermöglichen somit eine Altersdatierung. Da in beiden Systemen bei Differentiationsprozessen eine gewisse Fraktionierung der Elemente auftritt, erhöht sich der Gehalt des jeweiligen Tochterisotopes.

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_{\text{initial}} + ^{87}\text{Rb} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{143}\text{Nd} = ^{143}\text{Nd}_{\text{initial}} + ^{147}\text{Sm} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

Die gemessenen Daten werden grundsätzlich als Verhältnisse ausgedrückt, die auf ein nichtradiogenes, und somit sich nicht änderndes, Isotop bezogen sind. Für magmatische Differentiationsprozesse kann die Isotopie von  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  und  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  als Tracer angesehen werden.

Ein weiteres Isotopensystem, das eine Anwendung bei magmatischen Prozessen erfährt, ist das des Lu/Hf. Ähnlich wie bei den anderen Isotopensystemen kommt es bei magmatischen Prozessen zu einer geringen Fraktionierung der Elemente. Während jedoch bei Rb/Sr das Mutterisotop inkompatibler ist, verhalten sich die Tochterelemente Nd und Hf inkompatibler gegenüber ihren Mutterisotopen. Die Hf-Isotopie eignet sich vor allem zur Diagnostik bestimmter Mantel-Prozesse wie Metasomatose oder Mantle-Recycling (DICKIN 2005).

Zur Erkundung von Krustenstrukturen werden bevorzugt seismische Verfahren eingesetzt. Um eine Aussage über die Lithologie der Kruste zu treffen, wird überwiegend das Verfahren der Thermobarometrie eingesetzt, aus dem Aussagen über Druck und Temperatur gewonnen werden können. Ein weiterer Ansatzpunkt ist die Verknüpfung der Mineralchemie und des Modalbestands mit seismischen Eigenschaften des Gesteins. Zur Berechnung des Modalbestandes war früher die zeitaufwendige Methode des „point-counting“ nötig. In diversen neueren Arbeiten wurde das Verfahren der kleinsten Quadrate genutzt (LE MAÎTRE 1979), eine Methode die den Modalbestand über die Chemie der im Gestein vorkommenden Minerale sowie der Gesamtgesteinschemie berechnet. Über den Modalbestand kann anhand

der seismischen Eigenschaften der Minerale die *in situ* p-Wellen-Geschwindigkeit des Gesteins berechnet werden und somit die Lithologie in ein existierendes refraktionsseismisches Profil eingegliedert werden.

Die Kombination dieser beiden Verfahren ermöglicht eine dezidierte Aussage über die Art und die Tiefe der möglichen magmatischen Prozesse. Abb. 1 zeigt drei davon: neben einem undifferenzierten Magmenaufstieg aus dem lithosphärischen/ asthenosphärischen Mantel (1) kann es zur Magmenkammerbildung und damit verbundener Fraktionierung und Kontamination im Bereich der Unter-(2) bzw. Oberkruste (3) kommen. Um in diesem Fall eine klare Aussage zu erzielen, ist eine vollständige Beprobung der auftretenden Vulkanite sowie der Krustengesteine erforderlich. Probenmaterial der tieferen Krustenbereiche ist nur über an der

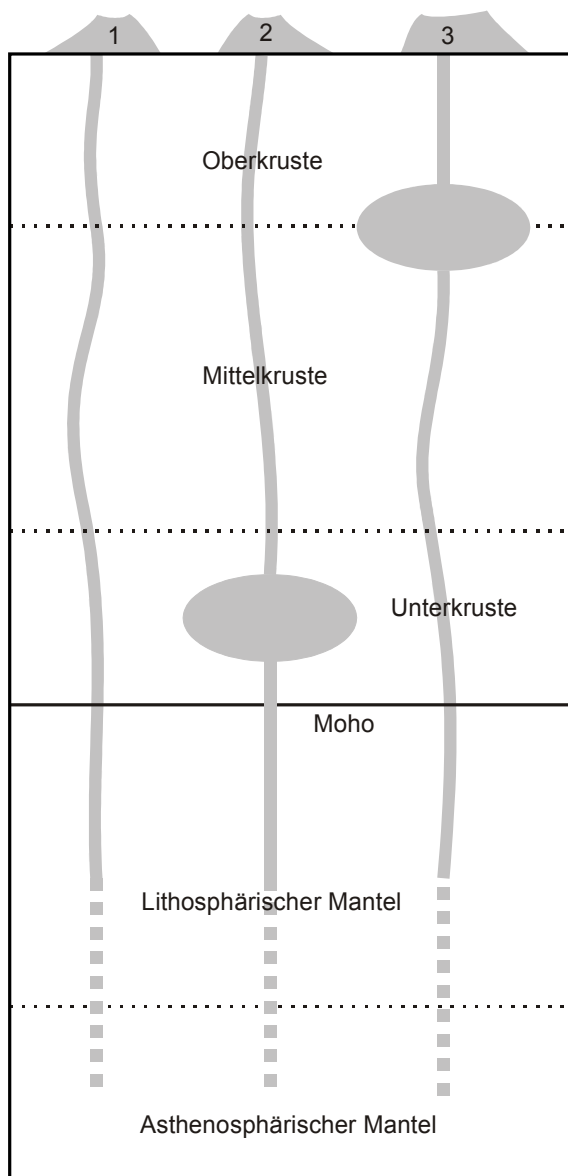


Abb. 1: Schematisches Profil verschiedener Szenarien der Magmaentwicklung im Bereich der Chaîne des Puys.

---

Erdoberfläche anstehende, gehobene Krustensegmente und über Xenolithe zugänglich.

Als Arbeitsgebiet wurde das bisher sehr gut untersuchte Vulkangebiet der Chaîne des Puys gewählt, einem quartären Vulkankomplex im französischen Massif Central. Auf der Grundlage detaillierter geologischer Karten war eine gezielte Probenahme möglich. Da weder bisher analysierte Proben noch umfassende isotopische Datensätze aller Gesteinstypen zugänglich waren, mussten sämtliche Gesteine erneut beprobt und vollständig analysiert werden.

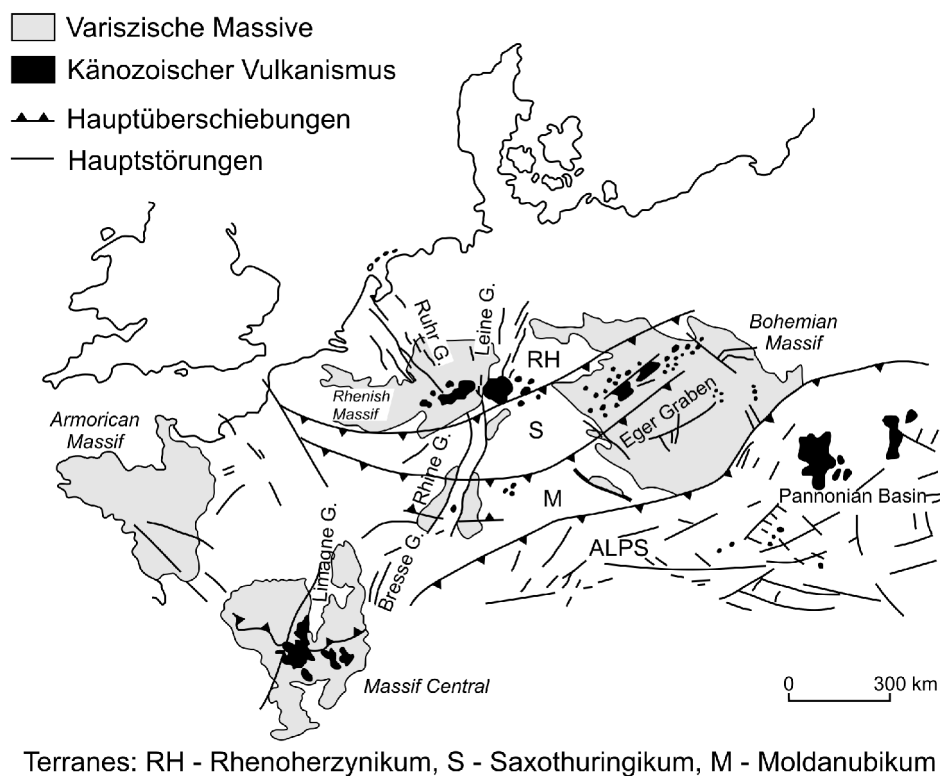
Ziel der Arbeit ist die Erstellung eines detaillierten Modells der magmatischen Vorgänge im Massif Central. Hierfür mussten Krustenxenolithe, anstehende krustale Gesteine sowie ein Großteil der zugänglichen vulkanischen Ströme und Trachytdome beprobt werden und folgende Arbeitsschritte durchgeführt werden:

- Chemische Gesamtgesteinsanalyse
- Petrographie (Dünnschliffmikroskopie)
- Einzelmineralanalysen
- Kalkulation der P-Wellen-Geschwindigkeiten
- Isotopenanalysen
- Kalkulation möglicher AFC-Prozesse

## 2 Geologischer Überblick

### 2.1 Das variszische Basement

In Europa sind zahlreiche Massive aufgeschlossen in denen Gesteine des variszischen Basements anstehen (Abb. 2). Dazu gehören neben den in Deutschland liegenden Gebieten des Rhenoherynikums (Rheinische Masse, Harz, mitteldeutsche Kristallinzone) die Bereiche des Saxothuringikums (Erzgebirge) und des Moldanubikums (südlicher Schwarzwald). Östlich davon erstreckt sich die Böhmisches Masse, im Westen befinden sich das Armorikanische Massiv und die Vogesen. Im südlichen Frankreich ist das variszische Basement im Bereich des Massif Central aufgeschlossen.



**Abb. 2: Verteilung variszischer Massive und känozoischer Vulkangebiete in Mitteleuropa (verändert nach WILSON & DOWNES 1991).**

BURG & MATTE (1973) unterteilen die Gesteine des Massif Central in vier Zonen wobei Zone IV den nördlichen Bereich abdeckt. Bei dieser Zone handelt es sich um das ehemals am tiefsten versenkte Segment des Zentralmassivs (Allochthon), welche auf eine jüngere Einheit überschoben wurde. Die Abgrenzung bildet die in Abb. 2

dargestellte Überschiebungsbahn im Massif Central. So genannte „high-grade rocks“ beinhalten die metapelitische Sequenz, im Hangenden gefolgt von der Leptyno-Amphibol-Sequenz und der anatektischen oberen Sequenz. Diese Abfolge wird von schwach bis nichtmetamorphen Gesteinen überlagert.

Grundsätzlich lassen sich Magmatite und Metamorphite des Grundgebirges im französischen Zentralmassiv anhand von Xenolithfunden aus Bournac und Roche Pointue in zwei Gruppen unterteilen. Prävariszische Metamorphite, die zu Zeiten der variszischen Gebirgsbildung ihre letzte metamorphe Überprägung erfahren haben, und granitoide Gesteine mit variszischen Altern.

Zirkondatierungen an metasedimentären Gesteinen in der Montagne Noire gehen bis auf ein Alter von 2.1 Ga zurück (GEBAUER & GRÜNENFELDER 1976). Nd-Modellalter-Kalkulationen von DOWNES & LEYRELOUP (1986) an Metapelit- und Metamagmatit-Xenolithen ergeben 2.1 Ga bis 1.1 Ga. Zirkonalter von 1.2 Ga sprechen für ein spätproterozoisches magmatisches Event. Die variszische metamorphe Überprägung der Granulite lag nach DOWNES & LEYRELOUP (1986) im Bereich von 9-15 kbar. Unterschieden werden die Xenolithe in basische und felsische Metavulkanite, sowie in Metasedimente.

Metagranitoide sind im gesamten Massif Central zu finden und lassen sich in zwei Sequenzen unterteilen. Die ältesten sind kambrischen bis silurischen Alters (545-410 Ga), wurden im Devon metamorph überprägt, und liegen heute als Orthogneise vor (DUTHOU et al. 1984). Nach DOWNES & DUTHOU (1988) stehen im Massif Central zwei Arten nicht- bis schwachmetamorpher Granitoide an, die beide devonischen bis karbonischen Alters sind. Neben den Leukograniten stehen Granodiorite und Monzogranite an. Als Genese der granitoiden Gesteine während der variszischen Orogenese wird von mehreren Autoren (DOWNES et al. 1990, DOWNES & DUTHOU 1988, VERVOORT et al. 2000) die Intrusion basischer Magmen in die Unterkruste im Zuge der Krustenverdickung und damit verbundener Partialschmelzbildung angesehen. Hierbei weisen die Leukogranite einen metasedimentären Protolith auf, die restlichen Granitoide sind metavulkanischer Herkunft.

## 2.2 Geophysik der Kruste

PERRIER & RUEGG (1973) geben eine sehr detaillierte Übersicht der Krustenstrukturen im gesamten Massif Central wieder. Im Bereich der Chaîne des Puys wird die Kruste

in drei Einheiten gegliedert. Bis ~12 km liegen die P-Wellen Geschwindigkeiten bei  $\leq 5.7 \text{ km s}^{-1}$ , gefolgt von einer 10 km mächtigen Zone mit  $V_p$  von  $6.02 \text{ km s}^{-1}$ . Die Unterkruste weist demnach Geschwindigkeiten von  $6.3 \text{ km s}^{-1}$  auf, und erreicht bei 25 km Tiefe die Krusten-Mantel-Grenze (Moho).

Neuere seismische Untersuchungen im Massif Central von ZEYEN et al. (1997) bestätigen diese Krustenstruktur. Zwei analysierte Profile nördlich und südlich der Chaîne des Puys definieren eine erste markante Grenze in einer Tiefe von 13-15 km mit dem leichten Anstieg der P-Wellen Geschwindigkeit von  $5.9$  auf  $6.3 \text{ km s}^{-1}$ . In 22 km Tiefe kommt es erneut zu einem Geschwindigkeitsanstieg von  $6.4$  auf  $6.6 \text{ km s}^{-1}$ . Die Moho wird in einer Tiefe von 28 km erreicht. hier kommt es zum deutlichsten Anstieg von  $V_p$  auf  $7.9\text{-}8.0 \text{ km s}^{-1}$ .

### 2.3 Vulkanite des Massif Central

Abb. 3 zeigt die Verteilung känozoischer Vulkane auf dem Gebiet des Massif Central.

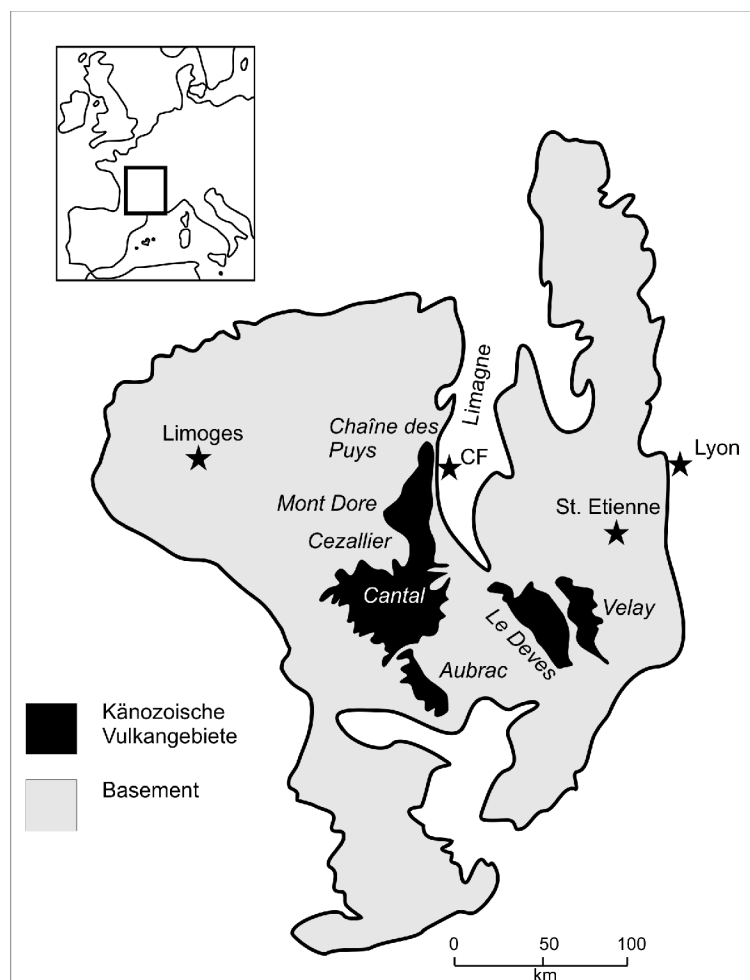


Abb. 3: Verteilung känozoischer Vulkangebiete im Massif Central (verändert nach ZEYEN et al. (1997)).



Im Massif Central tritt seit dem frühen Paläogen vor ca. 60 Ma vulkanische Aktivität auf. Die Hauptphase des Vulkanismus beginnt am Ende des Oligozän (~26 Ma) mit der Bildung des Limagnegrabens. Tertiäre Grabenbildung ist im heutigen mitteleuropäischen Raum häufig zu beobachten (Hessische Senke, Oberheingraben, Eger-Graben, vgl. Abb. 2) und steht im Zusammenhang mit der alpidischen Gebirgsbildung (WALTER 2007). Spätmiozäne Vulkangebiete des Massif Centrals sind das Aubrac, das Cantal und das Velay. Im Pliozän (5.3 bis 1.9 Ma) entstanden das Devès und der sich südlich der Chaîne des Puys anschließende Mont-Dore sowie das Cézallier. Vor 80 000 Jahren begann an der westlichen Grabenschulter des Limagnegrabens eine Phase des Vulkanismus, der die Chaîne des Puys, eine quartäre Vulkankette, bildete. Vor 4350 Jahren endete vorerst die vulkanische Aktivität. Die Zusammensetzung der Vulkanite im Massif Central unterscheidet sich zum Teil erheblich voneinander (DAUTRIA et al. 2004, WOODLAND 2007, GOURGAUD & MAURY 1984a). Vor allem das Cantal, der größte Vulkankomplex des Massif Central, war Gegenstand zahlreicher Publikationen (WILSON et al. 1995, DOWNES 1984, STETTLER & ALLÉGRE 1979, GIROD & LEFÈVRE 1972, DOWNES 1987).

## 2.4 Die Chaîne des Puys

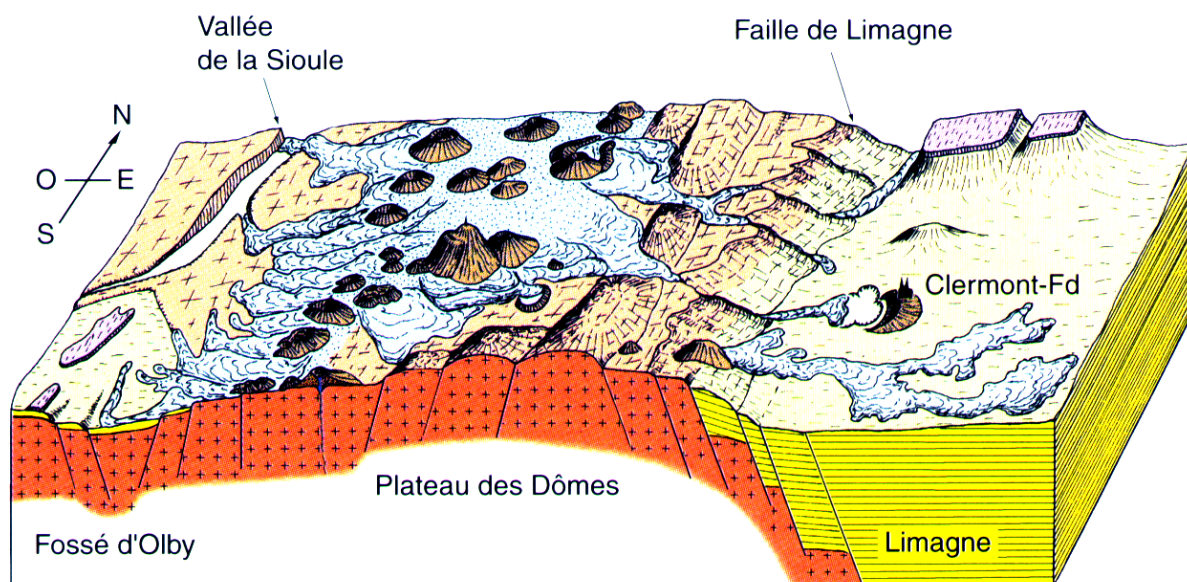


Abb. 4: Stark überhöhtes Blockbild der Chaîne des Puys (BOIVIN et al. 2004). Die Breite entspricht ca. 40 km.

Die bis heute gut sichtbare quartäre Vulkankette liegt westlich von Clermont-Ferrand auf der Grabenschulter des Limagnegrabens. In Abb. 4 sieht man, dass der gehobene Grundgebirgsblock durch die Limagnestörung vom Graben abgegrenzt

wird. Zahlreiche Schlackenkegel bilden das optisch eindrucksvolle Relief der Vulkankette. Die Lavaströme befinden sich zum Großteil auf der Horststruktur, vereinzelt erstrecken sie sich bis in die östlich gelegene Grabenebene. Neben den strombolianischen Schlackenkegeln und den Lavaströmen fallen Stau- und Quellschloten auf, von denen der Puy de Dôme der bekannteste ist.

Schon frühzeitig beschäftigten sich zahlreiche Autoren mit der Petrologie und Geochemie der Vulkankette (MAURY et al. 1980, VILLEMANT et al. 1980). Dank zahlreicher weiterer Arbeiten von MIALLIER et al. (2004a), MIALLIER et al. (2004b), GOURGAUD & CAMUS (1984b), CHAUVEL & JAHN (1984), CONDOMINES et al. (1982) sowie BOIVIN et al. (2004) ist die Chaîne des Puys ein gut untersuchtes Forschungsobjekt, an welchem insbesondere die Methoden der Altersbestimmungen an jungen und jüngsten Vulkaniten angewandt wurde (CONDOMINES 1991, VERNET & RAYNAL 2000). Geochemisch handelt es sich um eine Differentiationsabfolge alkaliner Gesteine, von Basaniten bis zu Trachyten. Eine Neubewertung der vulkanischen Gesteine wurde 1996 von ROSSEEL vorgenommen. Nachdem zuerst von einer reinen Kristallisationsabfolge ausgegangen wurde (MAURY et al. 1980), konnte durch Sr- und Nd-Isotopenanalysen eine, allerdings unbestimmte, kontaminierende Krustenkomponente ausgemacht werden.

## 3 Methodik

### 3.1 Probenahme

Die Probenahme erfolgte während zwei Feldkampagnen im Mai/Juni 2006 sowie im August 2007. Als Grundlage dienten geologische Karten der Region. Teil eins der Geländearbeit hatte seinen Schwerpunkt in der Beprobung des Bournac-Diatrems, in dem zahlreiche Unterkrustenxenolithe (Xbo) leicht extrahierbar vorliegen, sowie in der Beprobung der vulkanischen Ströme der Chaîne des Puys und der dort auftretenden Trachyt-Dome (Vcp). Ziel der ersten Kampagne war die Beprobung eines breiten Spektrums krustaler und vulkanischer Gesteine. 2007 lag der Schwerpunkt auf der Beprobung von Gesteinen der Mittelkruste (Kal), die exemplarisch im Allier-Tal bei Brioude aufgeschlossen sind. Zusätzlich konnten Proben des direkt anstehenden Grundgebirges im Bereich der Chaîne des Puys gewonnen werden (Kcp). Diese Gesteine sind an der westlichen Grabenschulter leicht zugänglich. Eine Xenolith-Probe (Xcp) entstammt dem Aufschluss pyroklastischer Gesteine in der Ortschaft Beaunit, die im Maar de Beaunit am nördlichen Ende der Vulkankette liegt. Eine vollständige Probenliste ist im Anhang in Tab. A1 aufgeführt.

### 3.2 Aufbereitung

Zunächst wurden die Xenolithe sortiert, grob klassifiziert und nur Proben gewählt, deren Größe eine einigermaßen repräsentative Analyse zuließ. Von allen Xenolithproben wurden Dünnschliffe hergestellt, um sie auf etwaige Einschlüsse der Transportschmelze zu untersuchen. Alle in dieser Arbeit beschriebenen Xenolithe sind daher frei von externen Schmelzintrusionen. Ferner wurde drauf geachtet, dass die Xenolithe keine glasigen Bereiche aufweisen, die auf interne Teilaufschmelzung hindeuten.

Alle Proben wurden von ihrer Verwitterungskruste befreit, anschließend im Ultraschallbad mit deionisiertem Wasser gereinigt und getrocknet. Die Grobzerkleinerung erfolgt im Backenbrecher, wobei kleinere Proben per Hand zerkleinert wurden um eine größtmögliche Probenausbeute zu erhalten. Von der Gesamtprobe wurde je nach vorliegender Menge ein repräsentativer und homogener Teil abgenommen und mittels Scheibenschwingmühle mit Achateinsatz auf die

gewünschte Analysenkorngröße ( $< 125 \mu\text{m}$ ) aufgemahlen. Die Mahldauer hing vom jeweiligen Mineralgehalt und der eingefüllten Probenmenge ab, lag aber jeweils im Bereich von 10 Minuten.

### 3.3 Analytische Methoden

#### 3.3.1 RFA

Um die Hauptkomponenten und einige Spurenelemente zu analysieren, wurden Schmelztabletten hergestellt. Dazu sind 600 mg Probe mit der sechsfachen Menge (3,6 g) Lithiumtetraborat ( $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) eingewogen worden. Der Schmelzvorgang erfolgte in Platintiegeln und -kokillen im Perl'X der Firma Phillips. Analysiert wurden die Tabletten mittels eines wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenz-Spektrometers, ebenfalls von Phillips (Typ PW 1480). Da zwischen den Geländekampagnen die Neuanschaffung eines Gerätes erfolgte, sind die Proben der zweiten Geländekampagne (Kal, Kcp, Xcp) mit der Axios der Firma PANalytical gemessen worden. Das Setup beider Maschinen ist fast identisch, lediglich die Leistung der Rhodium-Röntgenröhre unterscheidet sich (PW 1480: 3.0 kW; Axios: 2.4 kW). Beide Analysen wurden anhand einer Kalibration für Schmelztabletten, die ausschließlich auf international referenzierten Proben basiert (PROHL 1996), ausgewertet.

Mehrfachbestimmungen des hausinternen Standards TUC Si-B dienten zur Ermittlung der Genauigkeit und Reproduzierbarkeit (Anhang Tab. A4). Die im Anhang in Tab. 2A angegebenen Nachweisgrenzen sind langjährige Erfahrungswerte.

#### 3.3.2 Loss on ignition

Flüchtige Bestandteile, die nicht mit der RFA bestimmt werden können, wurden über den Glühverlust ermittelt. Hierbei wird eine Probenmenge von ca. 1 g für die Dauer von 24 h auf  $1000^\circ\text{C}$  erhitzt und anschließend der Gewichtsverlust ermittelt. Als problematisch muss der Oxidationsprozess des  $\text{Fe}^{2+}$  angesehen werden, da dieser in Abhängigkeit des  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisses zu einer Gewichtszunahme der geglühten Probe führen kann.

Die Korrektur der LOI-Daten erfolgte nach MIDDLEMOST (1989), der für die einzelnen Felder des TAS-Diagramms (LE MAÎTRE et al. 1989) bestimmte  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnisse angibt. Alle im Tab. A10 des Anhangs angegebenen LOI-Werte sind auf

diese  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnisse korrigiert, da keine eigenen titrimetrischen  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Daten vorliegen.

### 3.3.3 ICP-MS

Zur Bestimmung der Spurenelemente mittels ICP-MS ist eine nasschemische Aufbereitung in Form eines Säureaufschlusses nötig. Bisherige Analysen an überwiegend basaltischen Gesteinen wurden nach dem Verfahren von HEINRICHS & HERMANN (1990) gehandhabt. Testmessungen an granitischen Standards ergaben, dass ein vollständiger Aufschluss der Zirkone nicht gewährleistet ist. Da ein Großteil der zu analysierenden krustalen Gesteine zirkonhaltig ist, wurde ein Verfahren ausgewählt, das durch längere Aufschlusszeiten die Zirkonproblematik reduzieren soll. Als Basis diente das am Geowissenschaftlichen Zentrum in Göttingen gebräuchliche Verfahren.

Für den Aufschluss werden 100 mg Probenpulver eingewogen, vorsichtig in PTFE-Tiegel überführt und mit 2 ml HF (40 %) sowie 1 ml  $\text{HNO}_3$  (65 %) versetzt. Anschließend vorsichtig schwenken, so dass sich kein Puffer zwischen Probenpulver und Säure bilden kann. Mindestens 3 Stunden kalt reagieren lassen, danach auf der Heizbank bei 120 °C abrauchen. Nachdem die Tiegel abgekühlt sind 4 ml HF, 2 ml  $\text{HNO}_3$  und 1 ml  $\text{HClO}_4$  (70 %) zusetzen. Die Tiegel verschließen, in die Heizbank einspannen und für mindestens 72 Stunden bei 140 °C erhitzen lassen. Im Anschluss die Heizbank abkühlen lassen, die Tiegel öffnen und bei 150 °C abrauchen. In die abgekühlten Tiegel 5 ml 6 N HCl hinzugeben, die Tiegel verschließen und langsam auf 160 °C erhitzen, so dass die HCl nicht vorher abraucht. Die Aufschlüsse für 48 Stunden auf der Heizbank lassen. Sofern die Lösung nicht klar ist, muss der letzte Schritt wiederholt werden. Nach erneutem Abrauchen 200 µl  $\text{HNO}_3$  zufügen und diese sofort bei 120 °C abrauchen. Den nicht ganz trockengefallene Aufschluss mit 4 ml HCl konz. und gleicher Menge deionisiertem  $\text{H}_2\text{O}$  aufnehmen. Die Tiegel auf die warme Heizplatte stellen bis sich der gesamte Feststoff gelöst hat. Der Aufschluss wird auf 50 ml aufgenommen und vor der Messung nochmals achtfach verdünnt. In der Messlösung sollten 2 % HCl und 2,5 % Weinsäure sowie interner Standard (100 ng/g Be, 10 ng/g Rh, 10 ng/g Re) enthalten sein. Diese Additive müssen bei der Aufnahme auf 50 ml in entsprechenden Mengen zugefügt werden. Der Aufschluss entspricht einer 4000-fachen Verdünnung des Ausgangsmaterials.

Analysiert wurden die Messlösungen am IELF mit einem mit Meinhardt-Zerstäuber ausgestatten Perkin-Elmer/Sciex ELAN 6000. Oxidbildungsraten von

$\text{CeO}^+/\text{Ce}^+$  lagen im langzeitlichen Mittel bei 0.023, der Background auf Masse 220 bei 10 cps. Die Anzahl der Counts für 10 ng/g Rh lagen im Bereich um 300 000. Nach jeder Kalibrationsmessung wurde eine Blindprobe analysiert. Anhand der unten angegebenen Formel (aus RAUSCHER et al. 2000) kann die Nachweisgrenze der ICP-MS-Analysen im Gestein (in  $\mu\text{g/g}$ ) berechnet werden. Die Nachweisgrenzen der einzelnen Elemente sind in Tab. 2A des Anhangs aufgeführt.

$$NWG_{\text{Gestein}} = (\bar{x}_{\text{blank}} + 3 \times s_{\text{blank}}) \times 4000$$

Die Analysen der zirkonführenden Standards ergaben keine zufriedenstellenden Ergebnisse. In Tab. 1 sind die Ergebnisse der ICP-MS-Analysen zweier zirkonführender Granitstandards angegeben. Es ist ersichtlich, dass sich die Zirkonium-Ausbeute für unterschiedliche Gesteine schwer reproduzieren lässt. Die Ausbeute des Zirkonaufschlüsse ist unter anderem von der Morphologie und der Korngröße der Zirkone abhängig. Da keine zugänglichen Dünnschliffe der Standards existieren, ist eine dezidierte Beschreibung der Zirkonkörner nicht möglich. Eine Inhomogenität des Probenpulvers sollte bei internationalen Standards ausgeschlossen werden können.

Tab. 1: Zr-Analysen zirkonführender Granit-Standards. Referenzwerte G2 aus GOVINDARAJU (1994), die des Si-G aus der hausinternen IELF-Datenbank.

	Si-G	G2
	n=4	n=3
Mittelwert Zr [ $\mu\text{g/g}$ ]	204	201
Referenz Zr [ $\mu\text{g/g}$ ]	219	309

Da auch das veränderte Aufschlussverfahren keine vollständige Zirkoniumanalyse ermöglicht, wurde Zr per Röntgenfluoreszenz analysiert. Das ebenfalls in Zirkonen vorkommende Hf wurde für die krustalen Gesteine und die zirkonhaltigen Trachyte per INAA (Instrumental neutron activation analysis) analysiert.

Daten zur Reproduzierbarkeit und Genauigkeit der ICP-MS-Analysen finden sich im Tab. A5 und A6 des Anhangs.

### 3.3.4 Elektronenstrahlmikrosonde

Die Analyse einzelner Mineralphasen wurde mit einer Elektronenmikrostrahlsonde des Typs SX 100 von Cameca durchgeführt. Das Gerät ist mit einem Wolfram-Filament ausgestattet und besitzt vier wellenlängendispersive sowie ein energiedispersives Spektrometer. Eine detaillierte Beschreibung des Gerätes und der Funktionsweisen findet sich bei GÖMANN (2001). Die Proben wurden als Dünnschliffe mit einer Dicke von ca. 30 µm präpariert und vor der Messung mit Kohlenstoff bedampft.

Da die Analysen hauptsächlich zur Kalkulation des Modalbestandes benötigt wurden, lag der Schwerpunkt in der Bestimmung der Hauptelemente. Eine detaillierte Auflistung der Messprogramme findet sich im Anhang (Tab. A3). In den Tabellen A16 bis A25 des Anhangs sind die Ergebnisse der Mineralanalysen aufgeführt.

### 3.3.5 Sr- und Nd-Isotopenanalyse

Wie bei der Spurenelementanalyse mit ICP-MS ist für die Isotopenuntersuchungen ein nasschemisches Verfahren nötig. Die Aufbereitung erfolgte in zwei Phasen, von denen die ersten Proben am IELF vorbereitet wurden. Die nasschemische Aufbereitung der später genommenen Proben erfolgte direkt am Geowissenschaftlichen Zentrum der Universität Göttingen.

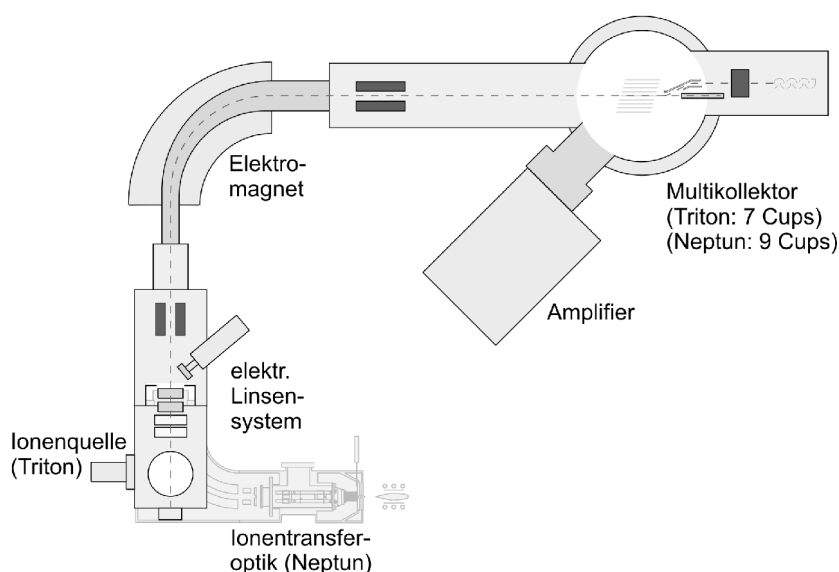
Am IELF wurde das Probenpulver mit herkömmlichen Säureaufschlüssen vorbereitet. Die Einwaage lag bei 200 mg, um eine ausreichend hohe Ausbeute an Nd und Sr für die Isotopenanalyse zu erzielen. Das Probenpulver wurde mit 3 ml HF (40 %) sowie 3 ml HClO<sub>4</sub> (70 %) versetzt und in Teflontiegeln bei 180°C für acht Stunden aufgeschlossen. Nach Abkühlen und Abrauchen erfolgte zweimaliges Abrauchen mit 2-3 ml HCl konz. Die Lösung wurde anschließend mit 4 ml HCl konz. aufgenommen und in 50 ml-Messkolben überführt. Die entsprechende Lösungsmenge für 1000 ng Nd wurde in Savillex-Behältern eingedunstet. Die Probenpulver der Feldkampagne 2007 wurden direkt an das GZG geschickt und dort aufgeschlossen.

Isotopenanalysen am Thermionen-Massenspektrometer (TIMS) erfordern eine vorherige chemische Separierung der Elemente um Masseninterferenzen unterschiedlicher Elemente zu vermeiden. Um Sr und Nd in chemisch reiner Form zu erhalten, ist eine zweistufige Säulentrennung vonnöten. Das Prinzip dieser

Separation beruht auf dem Kationenaustausch zwischen Probe und den  $H^+$ -Ionen der jeweiligen Trennsäure. Durch Variation der Säurestärke und Säuremenge lassen sich gezielt Elemente eluieren. Vor der Trennung wird die Probe mit 1.5 ml 2.5 N HCl aufgenommen und zentrifugiert, um eine Beeinträchtigung der Trennung durch Feststoffe zu vermeiden.

Als Kationenaustauscher bei der Sr-Abtrennung wird Harz der Firma Biorad (AG 50 W-X8, 200-400 mesh) genutzt. Im zweiten Schritt erfolgt die Separation von Nd an mit Hexyl-Di-Ethyl-Hydrogen-Phosphat (HDEHP) beschichtetem Teflonpulver (RICHARD et al. 1975). Eine detaillierte Beschreibung des Trennprozesses sowie der Aufschlüsse am GZG findet sich bei BÄRO (2006) und BÖTTCHER (2005).

Am GZG wurden die getrennten Fraktionen mit dem Thermionenmassenspektrometer Triton der Firma ThermoScientific analysiert. Hierbei wird die gelöste Probe auf ein Rhenium-Filament aufgebracht und eingedampft, damit das jeweilige Element als Feststoff vorliegt. Nach der Ionisation des Elements durch Doppelfilamenttechnik wird der Ionenstrahl durch den Analysator massenabhängig abgelenkt und wird an den beweglichen Faraday-Cups, die die simultane Erfassung von sieben Massen ermöglichen, abgefangen. Pro Probe und Element werden 9 Blöcke à 15 Zyklen gemessen, um eine verwertbare statistische Aussage zu erhalten. Die Rohdaten werden aufgrund geringfügig unterschiedlicher Ionisierungsenergie der unterschiedlichen Massen korrigiert. Hierzu wird beim Sr auf das stabile  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 8.375209 und beim Nd auf  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  von 0.7219 normiert.



**Abb. 5: Schematischer Aufbau einer Triton (TIMS) bzw. Neptun (MC ICP-MS) von ThermoScientific.**



Die interne Reproduzierbarkeit der Maschine wurde anhand des NBS 987-Standards für Sr und eines hausinternen Standards für Nd ermittelt. Für  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ergibt sich eine Standardabweichung (2s) von 0.000088, das einem relativen Fehler von 0.012 % entspricht. Die Standardabweichung (2s) für  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  liegt bei 0.000034 (0.007 % oder  $0.7 \text{ } \epsilon \text{ Nd}$ ) (Tab. A8). Mit Spike versehene Blindproben ergeben einen Sr-Gehalt von 4.837 ng und 0.577 ng für Nd. Dieser Wert weist im Vergleich zur niedrigsten Probenmenge lediglich einen Anteil von  $< 1 \text{ } \text{‰}$  auf, und kann nach BÄRO (2006) vernachlässigt werden.

Die Richtigkeit der Sr- und Nd Isotopenmessungen wurde anhand von Mehrfachbestimmungen ( $n=4$ ) des USGS-Standards BHVO-1 bestimmt (Tab. A8). Das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis liegt mit  $0.703498 \pm 89$  etwas höher als der Referenzwert aus RACZEK et al. (2003), wohingegen das gemessene  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von  $0.512957 \pm 57$  genau dem Referenzwert entspricht. Angaben zur Reproduzierbarkeit sind in Tab. A9 des Anhangs aufgeführt.

### 3.3.6 Hf-Isotopenanalyse

Die Analyse von Hf-Isotopen benötigt ebenso wie Sr und Nd ein chemisches Aufschlussverfahren. Am IELF werden die Proben für die Hf-Isotopenanalyse nach einem auf KLEINHANN et al. (2002) basierenden, leicht modifizierten Verfahren aufgeschlossen und getrennt. Dazu wurden pro Probe ~100 mg Probenpulver mit 600-700 mg des Oxidationsmittels  $\text{Na}_2\text{O}_2$  vermischt, in verglaste Kohlenstofftiegel überführt und bei  $480^\circ \text{C}$  im Muffelofen gesintert. Eine detaillierter Beschreibung des weiteren Separationsprozesses gibt HARMES (2008). Abschließend wurde am IELF die Hf-Konzentration der getrennten Fraktionen mit dem ICP-MS analysiert. Die Ausbeute an Hf lag meist um die 80 %. Die Ti/Hf-Verhältnisse wiesen allesamt einen Wert  $< 10$  auf, der Großteil der Hf-Separate lag im Bereich von  $\text{Ti}/\text{Hf} < 1$ .

Die Analyse der Hf-Fractionen erfolgte am Institut für Mineralogie der Universität Hannover, an dem MC ICP-MS „Neptune“ der Firma ThermoScientific. Die eingedunsteten Proben wurden mit der entsprechenden Menge der angesetzten Säure ( $0.3 \text{ M HNO}_3 + 3\% \text{ 28 M HF}$ ) aufgenommen, um eine Hf-Konzentration in der Lösung von 200 ng/g zu erreichen. Da einige Proben geringere Gehalte an Hf aufwiesen, musste weniger Säure zugesetzt werden, allerdings genug um eine problemlose Messung zu gewährleisten.

Als Hf-Standard wurde der AMES-Standard genutzt, der freundlicherweise vom Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn zur Verfügung gestellt worden ist. Nach MÜNCKER et al. (2001) ist der AMES isotopisch identisch mit dem Hf-Standard JMC475. Die Konzentration der AMES-Messlösung lag ebenfalls bei 200 ng/g. Um der potentiellen Massenfraktionierung während der Messung vorzubeugen, werden die gemessenen Daten auf das stabile  $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -Verhältnis von 0.7325 normiert.

Hf-Isotopenstandardbestimmungen wurden sowohl zu Beginn und Ende der Messungen als auch regelmäßig nach jeder sechsten Probe durchgeführt. Für die Maschinenreproduzierbarkeit wurden ebenso Daten des JMC 475 aus HARMs (2005) genutzt. So ergibt sich für den Zeitraum von drei Jahren ( $n=55$ ) ein  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -Verhältnis von  $0.282157 \pm 0.000023$  (2 SD) für JMC 475 bzw. AMES, bei einem empfohlenen Referenzwert von 0.282160 (JMC 475 nach BLICHERT-TOFT 2005) bzw.  $0.282151 \pm 13$  (AMES nach MÜNCKER et al. 2001). Der relative Fehler liegt bei 0.008 % bzw. 0.8  $\epsilon$  Hf.

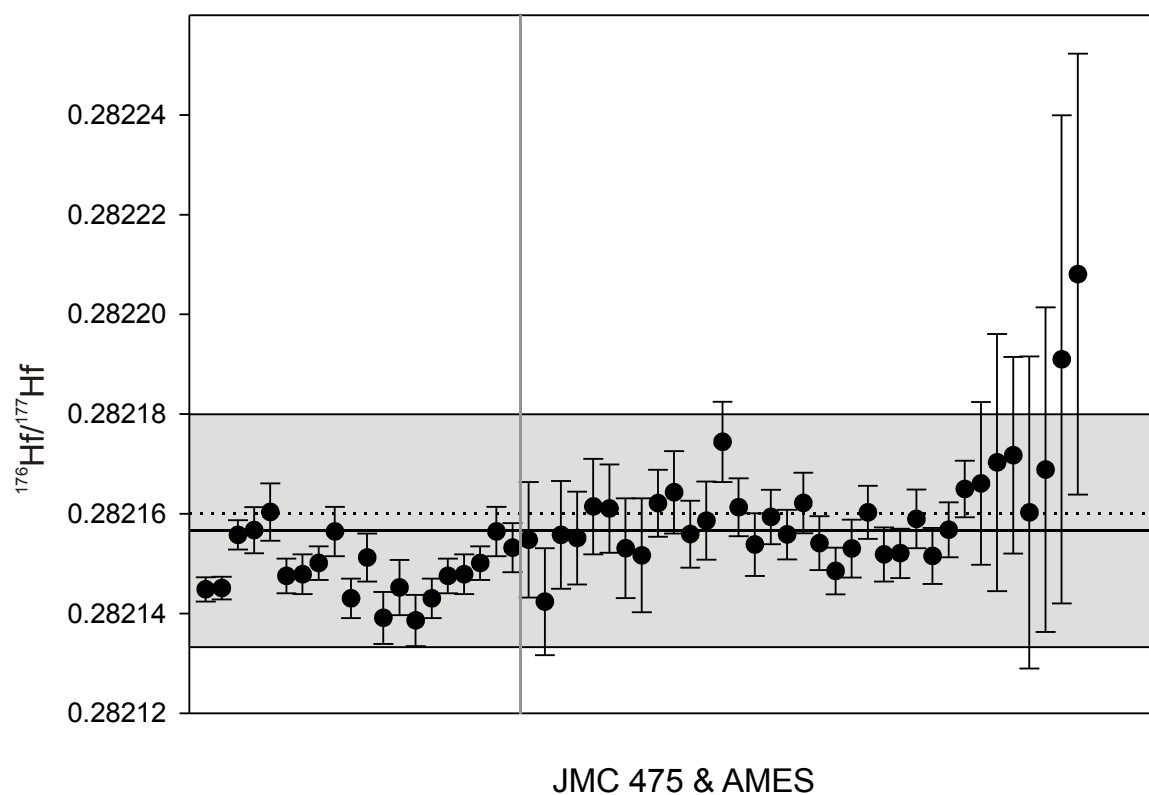


Abb. 6:  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -Verhältnisse des Hf-Standards. Daten links des vertikalen Trennlinie sind JMC 475 Analysen, rechts davon AMES. Das graue Feld gibt 2 SD an, die schwarze Linie markiert den Mittelwert. Die gepunktete Linie ist der Mittelwert nach BLICHERT-TOFT (2005).

Aus Abb. 6 ist ersichtlich, dass die Fehler der letzten Standardmessungen deutlich über den anderen liegen. Die Messwerte der letzten beiden Messungen liegen sogar nicht mehr im Bereich der zweifachen Standardabweichung. Diese Werte fallen alle in einen Messzyklus. Eine genaue Ursache kann nicht identifiziert werden, eine generelle Fehlfunktion der Maschine kann dank der guten Reproduzierbarkeit allerdings ausgeschlossen werden. Die Daten zwischen den drei letzten Standardanalysen wurden über die Steigung interpoliert und auf AMES normiert. Korrigierte Daten sind im Anhang entsprechend gekennzeichnet.

Um die Richtigkeit der Hf-Isotopenanalyse zu ermitteln, wurde die Hf-Isotopie der internationalen Standards BHVO-1, BCR-1, G2 sowie des hausinternen Standards TUC Si-B bestimmt (Tab. A7). Mehrfachbestimmungen des BHVO-1 ergaben ein  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -Verhältnis von  $0.283098 \pm 16$  ( $n=6$ , 2 SD), bei BCR-1 von  $0.282862 \pm 16$  ( $n=2$ , 2 SD) und beim G2 von  $0.282514 \pm 8$  ( $n=3$ , 2 SD). Diese Daten korrelieren sehr gut mit den Referenzwerten aus WEIS et al. (2007). Für den hausinternen Basalt-Standard des IELF wurden erstmals Hf-Daten ermittelt. Hier liegt der Mittelwert des  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -Verhältnisses bei  $0.282810 \pm 12$  ( $n=8$ , 2 SD). Über die Formel zur Berechnung der Standardabweichung aus Messwerten mehrerer Proben (HEINRICHS & HERMANN 1990) ergibt sich eine Reproduzierbarkeit für den Hf-Aufschluss- und Trennungsprozess von 0.000014 (2 s). Das entspricht einem  $\epsilon$  Hf von 0.5.

Für die Bewertung der Hf-Kontamination durch  $\text{Na}_2\text{O}_2$  wurde nachträglich der Hf-Gehalt des suprapuren Oxidationsmittels mittels ICP-MS bestimmt. Die eingetragene Menge Hf pro 700 mg  $\text{Na}_2\text{O}_2$  betrug im Durchschnitt 644 pg. Blindwert-Hf-Konzentrationen anderer Trennverfahren sind bei ULFBECK et al. (2003) zusammengefasst und liegen im Bereich von 20 bis 350 pg. Kalkulationen mit einer extremen, archaischen Hf-Isotopie des Hf-Blanks von 0.280000 ergeben bei einigen Proben Änderungen der Isotopie um bis zu 0.000011 (0.4  $\epsilon$  Hf). Allerdings ist solch eine Isotopie des Kontaminaten eher unwahrscheinlich und muss als Extremfall angesehen werden. Die Berechnung mit einem realistischeren  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -Verhältnisses von 0.282523 (obere kontinentale Kruste: USGS-Standard G2) ergibt eine maximale Abweichung der gemessenen Isotopie von 0.000001 (0.04  $\epsilon$  Hf). Da beide vom Blank-Hf induzierten Fehler kleiner sind als die der Maschinenreproduzierbarkeit, können sie vernachlässigt werden.

## 4 Petrographie

### 4.1 Qualitativer Mineralbestand

#### 4.1.1 Vulkanite der Chaîne des Puys

MAURY et al. (1980) hat eine Einteilung der Vulkanite basierend auf Gesamtgesteinsanalysen vorgenommen. Demnach gibt es in der Chaîne des Puys eine Abfolge von Basaniten, Alkalibasalten, K-Hawaiiten, K-Mugeariten, K-Benmoreiten sowie Trachyten. BOIVIN et al. (2004) geben eine Gliederung in Basalte, Trachybasalte, Trachyandesite und Trachyte an. Die Einteilung der hier beprobten Vulkanite erfolgte anhand des TAS-Diagramms (siehe 5.1.) nach LE BAS et al. (1986) in Basanite, Basalte, basaltische Trachyandesite, Trachyandesite und Trachyte. Da bereits Beschreibungen der Gesteine existieren (Autoren s.o.), werden im Folgenden die Vulkaniteinheiten anhand von Dünnschliffcharakteristika repräsentativer Proben nur kurz beschrieben.

#### *Basanite*

Zwei Proben liegen im Basanit-Feld des TAS-Diagramms (Abb. 16). Beide Gesteine (Vcp 06-038, Vcp 06-050) zeigen im Dünnschliff ein mäßig ausgeprägtes Fließgefüge, in dem die Plagioklasleisten der Matrix nur bereichsweise eingeregelt sind. Ansonsten

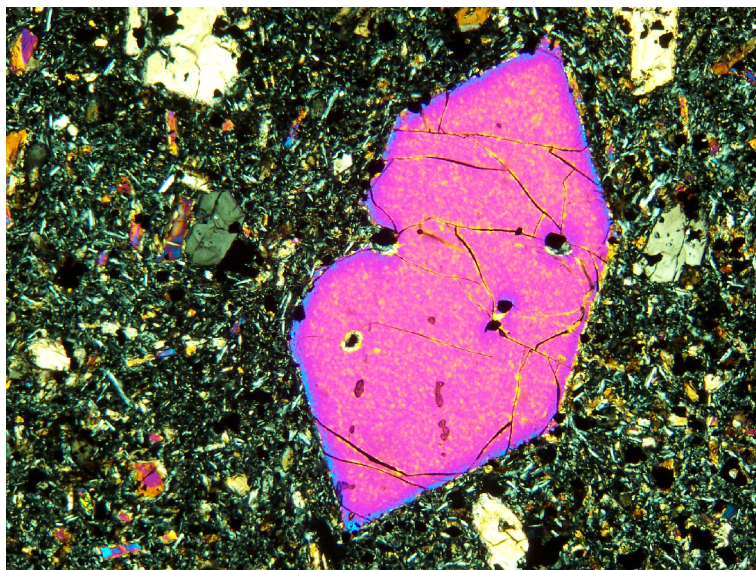


Abb. 7: Idiomorpher Olivin-Phenokristall. Links davon ein zonierter Titanaugit mit grauen Interferenzfarben. Gekreuzte Polarisatoren, untere Bildkante 2.7 mm (Basanit Vcp 06-050).

besteht die Grundmasse aus Klinopyroxenen, kubischen opaken Mineralen und untergeordnet Olivin (Vcp 06-050). Als Einsprenglinge liegen bis zu 2 mm große, zum Teil idiomorphe Olivine, Klinopyroxene sowie opake Minerale vor. Da die Olivine keine Subkorn Grenzen aufweisen, ist eine primäre, magmatische Bildung sicher. Neben den großen

Phenokristallen liegen in der Matrix kleinere (200-600  $\mu\text{m}$ ) Olivine und Klinopyroxene vor. Zonarbau, einfache Verzwillingung und eine leicht gelbliche Eigenfarbe sprechen für eine titanaugitische Zusammensetzung der Pyroxene. Die Probe Vcp 06-050 weist einen deutlich höheren Anteil an Phenokristallen von Titanaugit und Olivin auf.

Die klassische Nomenklatur der Basanite beschreibt ein foidführendes Gestein. Lichtmikroskopisch können allerdings wie auch sonst üblich keine Foidminerale bestimmt werden. Daher erfolgt die Einteilung wie von LE MAÎTRE (2002) vorgeschlagen anhand des TAS-Diagramms.

### *Basalte*

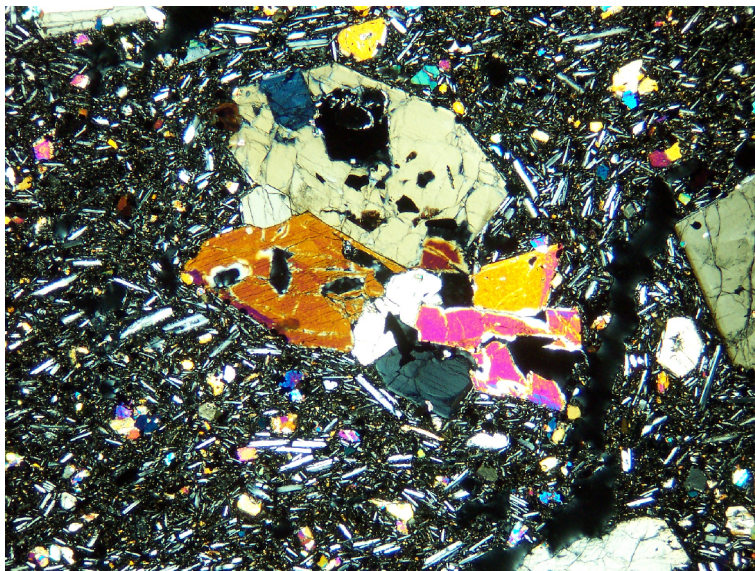


Abb. 8: Agglomerat von zum Teil zonierten Titanaugiten. Gekreuzte Polarisatoren, untere Bildkante 5.06 mm (Basalt Vcp 06-025).

Alle mikroskopisch untersuchten Basalte (Vcp 06-019, Vcp 06-025, Vcp 06-057) zeigen eine deutliche Fließtextur und ein mikrokristallin-porphyrisches Gefüge. Die Matrix besteht aus gut ausgebildeten bis 300  $\mu\text{m}$  großen Plagioklasleisten, Klinopyroxenen und Olivinen. Titanaugit liegt als bis zu 4 mm große idiomorphe Phenokristalle

vor. Desweiteren kommen kleinere (200-500  $\mu\text{m}$ ) Olivine und Plagioklasleisten als Einsprenglinge vor. Die Anzahl und Größe der Phenokristalle variiert ebenso wie die Größe der Matrixminerale.

### *Trachybasalte*

Die trachybasaltischen Gesteine lassen sich in zwei Untergruppen teilen. Sie besitzen alle eine eindeutige Fluidalttextur, unterscheiden sich aber in der Größe und Häufigkeit der Einsprenglinge. Während die Proben Vcp 06-001, Vcp 06-030, Vcp 06-049 große (~1 mm) Einsprenglinge an Titanaugit sowie viele Plagioklasleisten und Titanaugite im Bereich von 500  $\mu\text{m}$  aufweisen, treten in den Phenokristall-armen



Proben Vcp 06-036 und Vcp 06-054 nur vereinzelt größere Kristalle von Plagioklas und Klinopyroxen in der mikrokristallinen Grundmasse auf, die zusätzlich opake Minerale enthält.

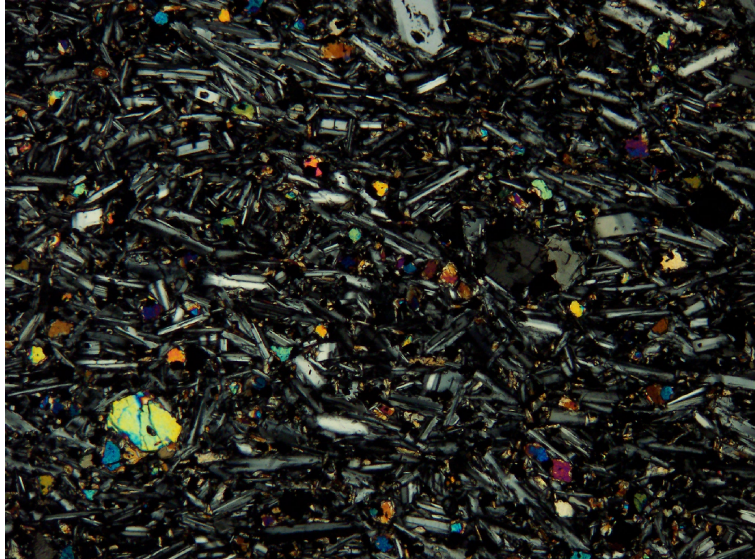


Abb. 9: Gut ausgebildete Plagioklasleisten sowie Olivin und Titanaugit als größere Einsprenglinge in einer feinkristallineren Matrix. Gekreuzte Polarisatoren, untere Bildkante 2.7 mm (Trachybasalt Vcp 06-001).

Olivin-Einsprenglinge sind auf die erste Gruppe beschränkt. Neben den z.T. idiomorphen, um 200  $\mu\text{m}$  großen Kristallen gibt es bis 2 mm große, alterierte Olivinkristalle, die zum Teil Subkorn Grenzen aufweisen und daher als Fragmente mechanisch desintegrierter Peridotit-Xenolithe

angesehen werden können. Titanaugite bilden zum Teil Agglomerate. In der Matrix treten vereinzelt

Alkalifeldspäte sowie Apatit auf. Die Apatite sind ab diesem Differentiationsgrad eindeutig optisch zu erfassen.

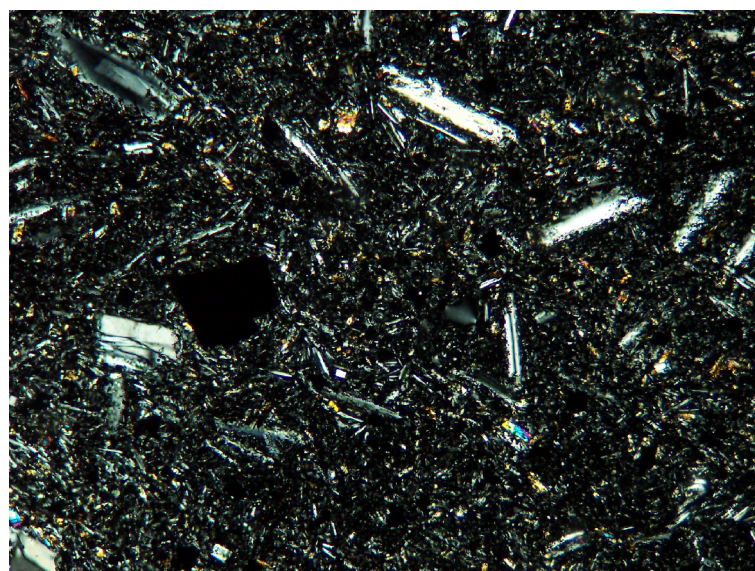


Abb. 10: Annähernd holokristallines Gefüge mit größeren Plagioklasen und idiomorphen opaken Kristallen. Gekreuzte Polarisatoren, untere Bildkante 1.34 mm (Trachybasalt Vcp 06-036).



### *Basaltische Trachyandesite*

Diese Abfolge zeichnet sich durch den geringen Anteil an Phenokristallen aus. Überwiegend Plagioklasleisten bilden größere (bis 300 µm) Kristalle in einer Matrix aus Klinopyroxen, Plagioklas, Kalifeldspat, opaken Mineralen sowie Apatit. Vereinzelt sind Titanit-Kristalle zu finden. Während Probe Vcp 06-002B keine

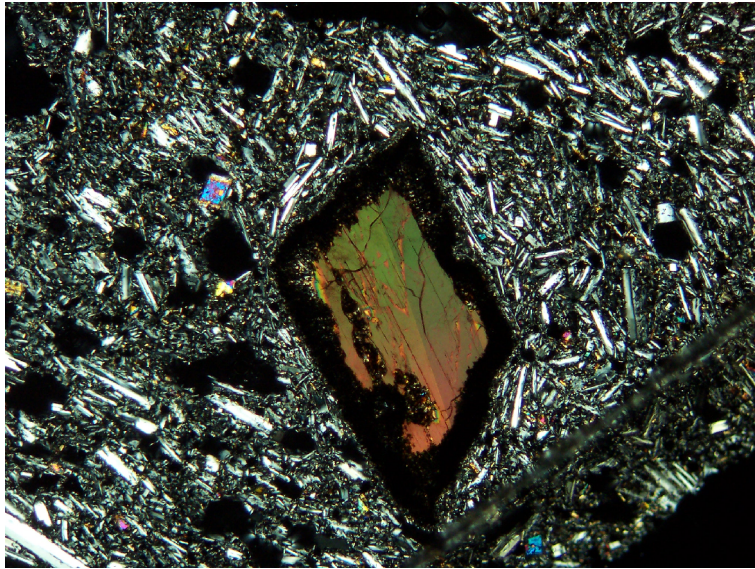


Abb. 11: Einfach verzwillingter Amphibol mit deutlichem Reaktionssaum. Gekreuzte Polarisatoren, untere Bildkante 2.7 mm (bas. Trachyandesit Vcp 06-010).

weiteren Phenokristalle zeigt, finden sich in den Proben Vcp 06-010 große (2 mm) Plagioklase sowie z.T. einfach verzwilligte Amphibole mit stark ausgebildetem

Reaktionssaum. Die Plagioklase weisen eine deutliche Zonierung und eine rundliche Kornform auf, was für einen längeren Transport sprechen kann. Vereinzelt sind in der Matrix

körnige Amphibole zu finden, die sich jedoch von den Phenokristallen in Korngröße, Pleochroismus und Interferenzfarben deutlich unterscheiden. In Probe Vcp 06-041 treten selten Agglomerate von Titanaugit auf.

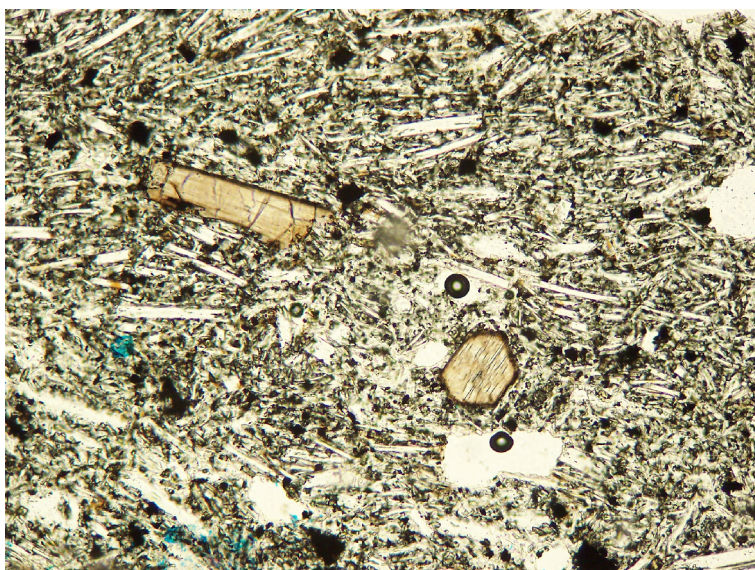


Abb. 12: Amphibole in fast holokristalliner Matrix. Die blaue Farbe ist artifiziell. Parallele Polarisatoren, untere Bildkante 1.34 mm (Trachyandesit Vcp 06-004).

### *Trachyandesite*

Vcp 06-004 und Vcp 06-012 bezeichnen die einzigen trachyandesitischen Proben. Das Gefüge dieser Abfolge zeigt eine eindeutige Fluidaltextur und ist fast holokristallin. Die Matrix besteht aus Kalifeldspat, Plagioklasen, Klinopyroxenen sowie opaken Mineralen. Als

Einsprenglinge liegen nur ~300 µm große Plagioklas- und Kalifeldspatleisten vor, die eingeregelt sind. Amphibol ist untergeordnet zu finden, entspricht in der Ausbildung den körnigen Amphibolen der vorherigen Abfolge. In Probe Vcp 06-012 sind kleinere Metasedimenteinschlüsse zu finden.

### *Trachyte*

Vier trachytische Proben wurden mikroskopisch analysiert. Bei allen besteht die Matrix aus Kalifeldspat und Plagioklas sowie Cristobalit (XRD-Nachweis). Akkzesorisch tritt Zirkon und Apatit auf. Nach MAURY et al. (1980) und BOIVIN et al. (2004) weisen die Trachyte unterschiedliche Mineralparagenesen auf:

- Vcp 06-003B (Grand Sarcoui): Das Gestein besitzt ein mikrokristallin-porphyrisches Gefüge, in dem weder die Phenokristalle noch die Minerale der Matrix eingeregelt sind. Als Einsprenglinge liegen überwiegend zonierte Plagioklase sowie Alkalifeldspäte vor. Unscharfe opake Bereiche, stellen wahrscheinlich ehemalige, opacitisierte Biotite dar. Bei diesem Prozess wandelt sich Biotit durch Druckabnahme in ein feinkörniges Gemenge aus Magnetit, Hämatit, Spinell und Pyroxen und Alkalifeldspat (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF 1993).
- Vcp 06-007B (Puy Chopine): Wie die anderen Trachyte auch zeigt das Gestein ein porphyrisches Gefüge mit großen Einsprenglingen in feiner Matrix. Neben Biotit liegen idiomorphe und einfach verzwilligte Amphibole vor, die weitestgehend gut erhalten sind. Desweiteren bilden zonierte

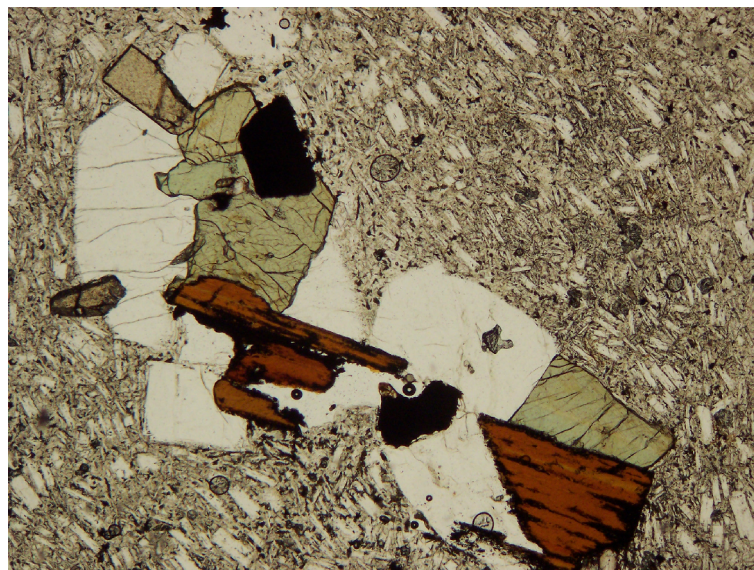


Abb. 13: Agglomerat von Titanit (gelbliche EF, hohes Relief), Biotit (braune EF), Amphibol (grüne EF) und Plagioklas. Parallele Polarisatoren, untere Bildkante 2.7 mm (Trachyt Vcp 06-007B).



Plagioklase und vereinzelt Sanidine große Phenokristalle, die zum Teil zu Agglomeraten zusammengefasst sind. Sphen bildet ebenfalls deutlich erkennbare idiomorphe Kristalle. Neben Cristobalit tritt auch Quarz auf.

- Vcp 06-044 (Puy de Dôme, aussen): Im Dünnschliff ist eine schwach angedeutete Fließtextur zu erkennen. Die Phenokristalle von Plagioklas sind zoniert und weisen vereinzelt starke Alterationsspuren auf. Neben den idiomorphen Amphibolen, tritt vereinzelt Biotit auf.

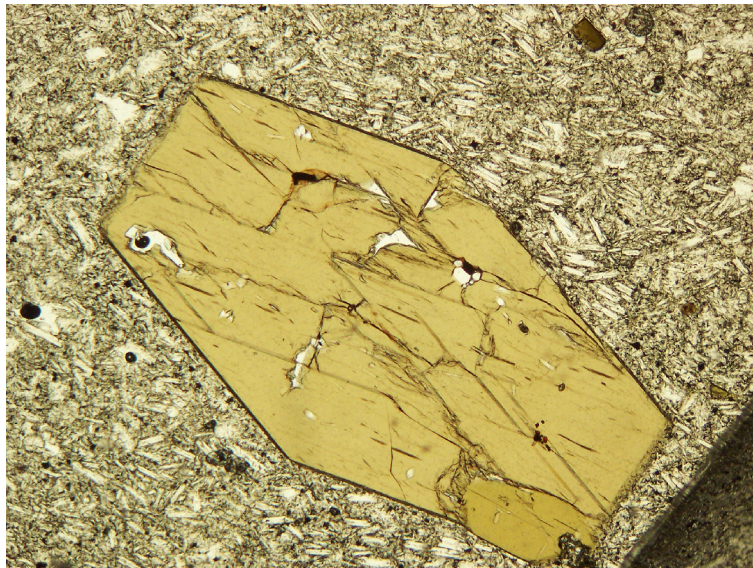


Abb. 14: Idiomorpher Amphibol-Kristall mit  $124^\circ$  Spaltwinkeln. Parallele Polarisatoren, unter Bildkante 2.7 mm (Trachyt Vcp 06-044).

- Vcp 07-047 (Puy de Dôme, innen): Plagioklas kommt als Phenokristall meistens in Agglomeraten vor, die stellenweise stark alteriert sind. Cristobalit, Quarz und Sanidin treten untergeordnet auf. Der Schliff zeigt zahlreiche stark alterierte Strukturen mit dunklem Reaktionssaum. Aus der Struktur kann auf ehemalige Biotite geschlossen werden, die durch die oben angesprochene Opacitisierung umgewandelt wurden.

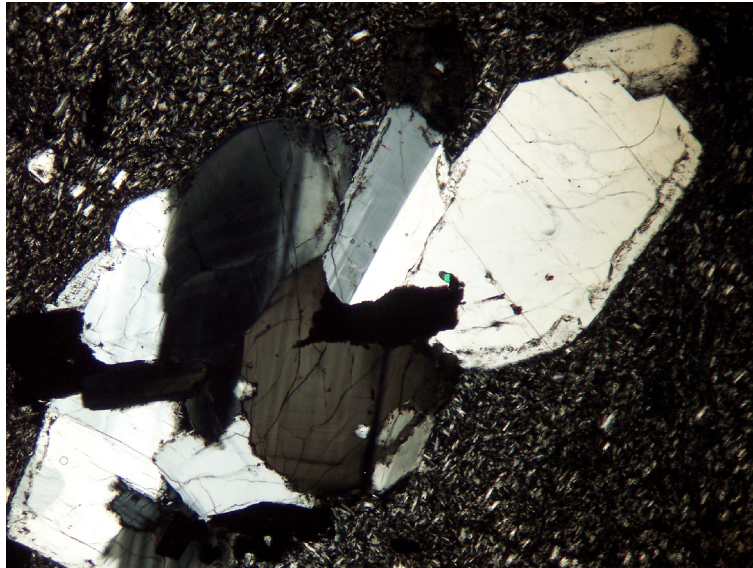


Abb. 15: Feldspatagglomerat mit zonierten Plagioklasen und einfach verzwilligten Alkalifeldspäten. Gekreuzte Polarisatoren, untere Bildkante 5.06 mm (Trachyt Vcp 06-047).

#### 4.1.2 Xenolithe (Bournac)

Zahlreiche Nomenklaturen existieren für die Xenolithe aus Bournac. Während LEYRELOUP et al. (1977) und DOWNES & LEYRELOUP (1986) bevorzugt nach dem Ausgangsmaterial klassifizieren, verwendet DOSTAL et al. (1980) die Mineralparagenesen als Unterscheidungskriterium. Bis auf zwei Ausnahmen handelt es sich bei den Proben um granulitische Gesteine. Diese wurden basierend auf der Gliederung von DOSTAL et al. (1980) unterteilt.

##### *Gneise*

Beide Gneise (Xbo 06-002 und 005) weisen ein deutliches S-Gefüge auf, in dem die Biotite eingeregelt sind. Sie sind leistenförmig ausgebildet und kommen überwiegend in stark zerscherten Aggregaten kataklastischer Ausbildung vor. Als weitere Bestandteile treten Plagioklas und undulös auslöschender Quarz sowie Alkalifeldspat auf. Wichtige Akkzesorien sind Apatit, Monazit und Zirkon.

##### *Granulite*

Alle Granulite haben ein äquigranulares bis granoblastisches Gefüge. Durchgängig kommen 120°-Winkel zwischen den Korngrenzen vor. Als Akkzesorien treten in allen Proben Ilmenit, Zirkon, Apatit, sowie opake Minerale auf. Unter den beprobten Granuliten lassen sich fünf Unterteilungen vornehmen.

- Amphibol-führende Granulite (Pyribolit). Hauptbestandteile bilden Pyroxene, Plagioklas und Amphibol. Untergeordnet treten Biotit, Quarz und opake Minerale auf (Xbo 06-009, -019, -034).
- Granat-führende Granulite. Diese enthalten in größeren Mengen Granat mit etwas größeren Kristallen als die der äquigranularen Matrix. Alle Granate weisen Reaktionssäume auf, die bei der retrograden Umwandlung entstehen können (Kelyphit-Bildung). Weitere Hauptgemengteile bilden Plagioklas, Pyroxene und Quarz (Xbo 06-013, -029).
- Pyroxengranulite (Pyriklasit) bestehen überwiegend aus Ortho-, Klinopyroxenen und Plagioklas. Untergeordnet tritt Quarz auf (Xbo 06-014, -015, -025, -038, -042).
- biotitführende Pyroxengranulite enthalten zusätzlich einen größeren Anteil an Biotit. Probe Xbo 06-039 weist neben einer geringen Menge Biotit auch Hornblende auf (Xbo 06-026, -031, -039, -044).
- Felsische Granulite enthalten Phenokristalle von Granat, die in einer äquigranularen Matrix aus Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz liegen. Rutil liegt als Akkzesorium in allen Proben vor. Xbo 06-045 und -046 weisen einen geringen Anteil an Biotit auf. Xbo 06-024 enthält als einzige Probe Silimanit (Xbo 06-024, -037, -045, -046).

#### 4.1.3 Krustale Gesteine des Allier-Tals (Brioude)

- Kal 7-1 zeigt ein eindeutig metamorphes Gefüge in dem xenomorphe Biotite parallel eingeregelt sind. Weitere Hauptgemengteile bilden Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Cordierit. Der Quarz löscht schachbrettartig undulös aus und ist zusammen mit dem S-Gefüge ein eindeutiger Hinweis auf tektonische Beanspruchung. Entlang der Spaltrisse des Cordierits ist eine deutliche Pinitisierung zu erkennen. Zirkon bildet als Einschluss in den Biotiten pleochroitische Höfe. Da der Feldspatanteil größer 20 % ist, kann das Gestein als Gneis angesprochen werden.
- Im Gneis Kal 07-2 ist ein durch eingeregelte Biotite entstandenes metamorphes S-Gefüge zu erkennen. Quarz, Plagioklas (Albit) und Kalifeldspat bilden die weiteren Hauptgemengteile des grobkristallinen Gesteins. Einige Kalifeldspäte zeigen gebogene perthitische

Entmischungslamellen. Quarz löscht zum Teil undulös aus. Granate kommen als kleine, gerundete Kristalle vor, die vereinzelt zu Agglomeraten zusammengefaßt sind. Ilmenit, Apatit und Zirkon sind die wichtigsten akkzesorischen Minerale.

- Bei den Proben Kal 07-3 und Kal 07-4 handelt es sich um Gneise eines Aufschlusses. Eine Unterscheidung ist lediglich in der Kristallgröße zu erkennen. Weiterhin liegt in der äquigranularen Probe Kal 07-3 mehr Granat vor. Hauptkomponenten sind Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat und Biotit. Zirkon, neben Apatit das wichtigste Akkzesorium, bildet pleochroitische Höfe im Biotit.
- Kal 07-5 ist ein migmatitischer Gneis aus einem Aufschluss mit zahlreichen makroskopisch sichtbaren felsischen Mobilisaten von 10-50 cm Breite. Biotit ist lagenweise eingeregelt. In den Zwischenbereichen dominieren große Kristalle von Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat, wobei die Feldspäte überwiegend sericitisiert sind. Undulöses Auslöschen der Quarze und gebogene polysynthetische Verzwillingung der Plagioklase deuten auf tektonische Beanspruchung hin. An Akkzesorien tritt Zirkon mit pleochroitischen Höfen im Biotit, sowie Apatit und Monazit auf.

#### **4.1.4 Krustale Gesteine der westlichen Limagnegrabenschulter (bei Clermont-Ferrand).**

- Kcp 07-1 zeigt eine grobkörnige, richtungslose Textur. Plagioklas, Alkalifeldspat und undulös auslöschender Quarz bilden große, isometrische Kristalle, in die kleinere Biotite eingeschaltet sind. Beide Feldspäte sind stark sericitisiert. Zirkon, Apatit und Ilmenit treten als Akkzesorien auf. Entsprechend der Gehalte an den drei felsischen Hauptkomponenten wird das Gestein als Monzogranit klassifiziert.
- Kcp 07-2 hat ein feinkörniges, richtungsloses, porphyrisches bis glomerophyrisches Gefüge. Größere Kristalle von Amphibol und nesterartig zusammenhängende Biotite liegen in einer äquigranularen Matrix aus Quarz, stark sericitisiertem Plagioklas, und untergeordnet Alkalifeldspat. Akkzesorisch tritt Apatit und Zirkon auf. Aufgrund des geringen Gehaltes an Alkalifeldspat wird das Gestein als Amphibol- und Biotit-führender Tonalit bezeichnet.

- Kcp 07-3 weist einen sehr geringen Quarzgehalt auf, die Matrix wird überwiegend aus äquigranularem, stark sericitisiertem Plagioklas, Alkalifeldspat und Amphibol gebildet. Weiterhin treten große Titanit-, opake, zum Teil idiomorphe Magnetit- und Apatitkristalle auf. Bei dem Gestein handelt es sich um einen Amphibol-führenden Monzodiorit.
- Xcp 07-1 ist ein Granit-Xenolith aus dem Maar de Beaunit. Im Dünnschliff ist das ungleichkörnige, richtungslose Gefüge gut zu erkennen. Biotite sind teilweise entlang der Korngrenzen von Plagioklas, Alkalifeldspat und Quarz eingeregelt. Die Feldspäte sind stark sericitisiert, Quarz löscht meist schachbrettartig aus.

## 4.2 Quantitativer Mineralbestand und elastische Eigenschaften der krustalen Gesteine

Zur Bestimmung des quantitativen Mineralbestands und der elastischen Eigenschaften (nur Vp) der krustalen Gesteine wird hier die Berechnung aus den chemischen Analysen der Einzelminerale und des Gesamtgesteins der Vorzug gegeben (Methode der kleinsten Quadrate in Anlehnung an LE MAÎTRE 1979). Die Mineralanalysen können auch für geothermobarometrische Betrachtungen genutzt werden, diese liegen aber außerhalb der Zielsetzung dieser Arbeit. Daher finden sich alle Mineralanalysen unkommentiert in den Tabellen A16-A25 des Anhangs. In Tabelle A14 des Anhangs sind die Berechnungen des Modalbestands aufgelistet. Für die Umrechnung von Gewichts-Prozent in tatsächliche Modalbestände (Vol-%) wurden die in derselben Tabelle genannten Dichtewerte der Minerale verwendet.

Schließlich enthält Tabelle A14 die Ergebnisse der Umrechnung des Modalbestandes in Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Primärwellen. Hierzu wurde folgende Gleichung angewendet. Dabei wurde in Anlehnung an MENGEL et al. (1991) der berechnete An-Gehalt der Plagioklase berücksichtigt.

$$Vp = \sum_{i=1}^n (x_i \cdot V_i)$$

## 5 Geochemie

### 5.1 Hauptelemente

In der Chaîne des Puys sind Alkalivulkanite verbreitet, die anhand des TAS-Diagramms (Abb. 16) als Basalte, Trachybasalte, basaltische Trachyandesite, Trachyandesite und Trachyte klassifiziert werden. Die zwei im Basanit-Feld liegenden Gesteine werden weiterhin als Basanite beschrieben, obwohl sie keine petrographisch nachweisbaren Foid-Mineralen enthalten. Vollständige Gesamtgesteinsanalysen finden sich im Anhang (Tab. A10).

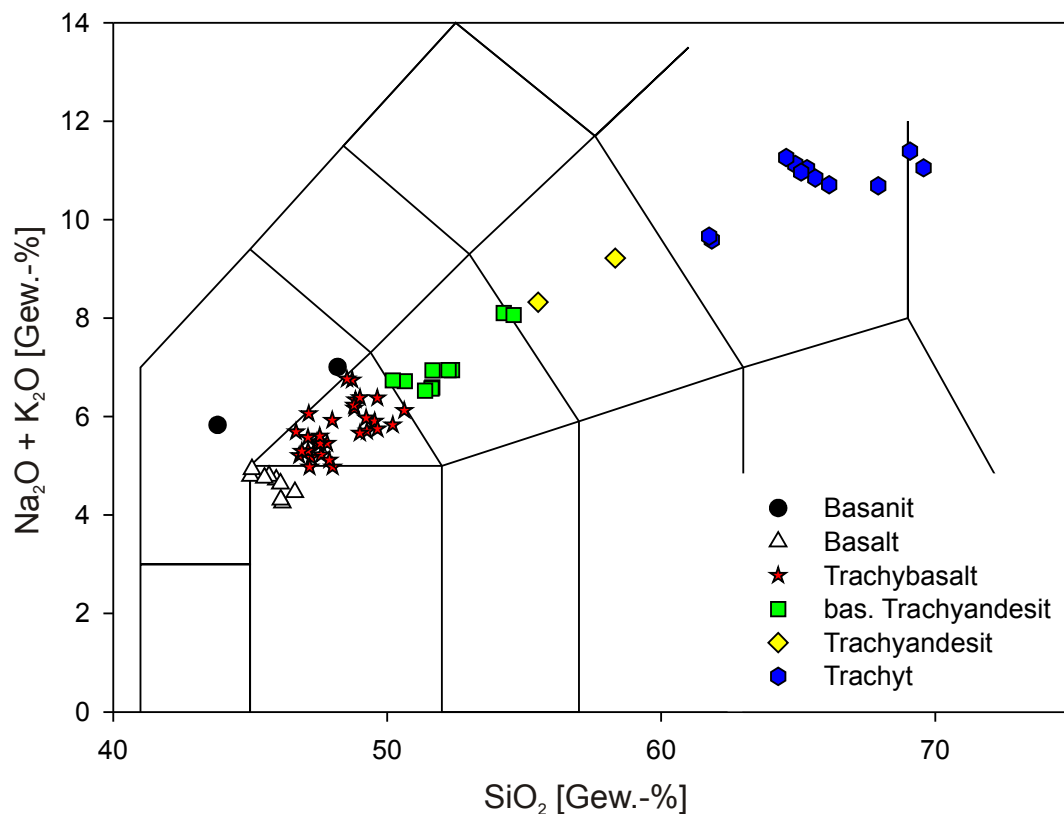


Abb. 16: TAS-Diagramm der Vulkanite der Chaîne des Puys (nach LE BAS et al. 1986).

Eine differenziertere Betrachtung der Vulkanite anhand ihres  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisses (LE MAÎTRE 2002) zeigt folgende Ergebnisse. Es ist eine Na-Affinität zu erkennen, allerdings weisen einige Proben ein deutlich geringeres Verhältnis von Na/K auf und würden somit einer anderen Klassifikation entsprechen. Da die Werte entlang der Gliederungsgrenze ( $\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \geq \text{K}_2\text{O}$ ) streuen, wird auf die in älteren Publikationen genutzte Nomenklatur (Hawaiiite, Mugearite, Benmoreite) verzichtet.

Alle Hauptelemente zeigen einen für differentiationsdominierte magmatische Entwicklung typischen Trend: CaO-, MgO- und FeO-Gehalte nehmen mit zunehmendem SiO<sub>2</sub>-Gehalt ab, was auf die Fraktionierung der Phasen Olivin und Klinopyroxen zurückzuführen ist (Abb. 17). Der MgO-Gehalt zeigt bis 50 % SiO<sub>2</sub> ein deutlich steileres Absinken als bei höheren Silizium-Konzentrationen. In diesem Bereich ist die Olivinfraktionierung im Wesentlichen zu Ende, was ebenfalls durch die mikroskopische Analyse unterstrichen wird, da ab den basaltischen Trachyandesiten keine Olivin-Phenokristalle mehr auftreten.

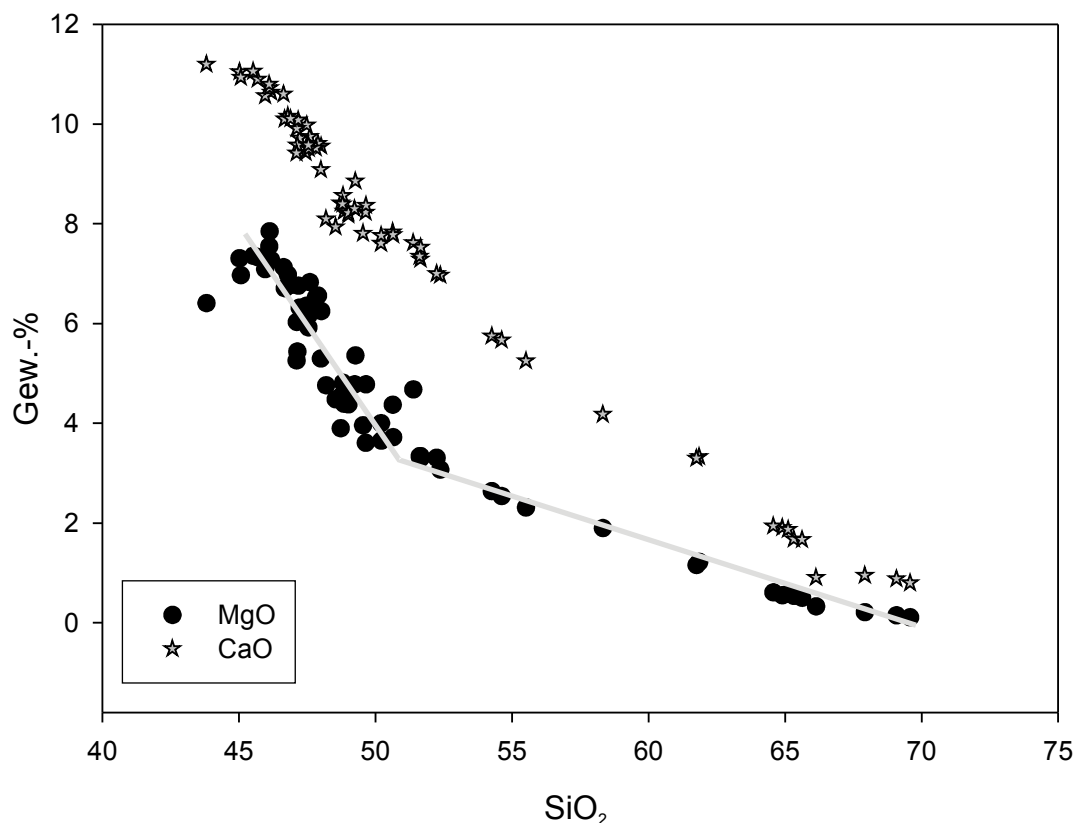


Abb. 17: Verlauf der MgO und CaO-Konzentration mit ansteigendem SiO<sub>2</sub>-Gehalt.

Exemplarisch gut lässt sich die chemische Variation innerhalb der Chaîne des Puys-Vulkanite am Phosphor zeigen (Abb. 18). P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-Gehalte zeigen einen zuerst ansteigenden Verlauf von 0.5 % in den Basalten bis zu einer Konzentration von ~1 Gew.-% in den basaltischen Trachyandesiten. Im weiteren Verlauf der magmatischen Entwicklung sinkt der Gehalt dann auf 0.1 Gew.-% ab, da Apatit-Fraktionierung einsetzt.

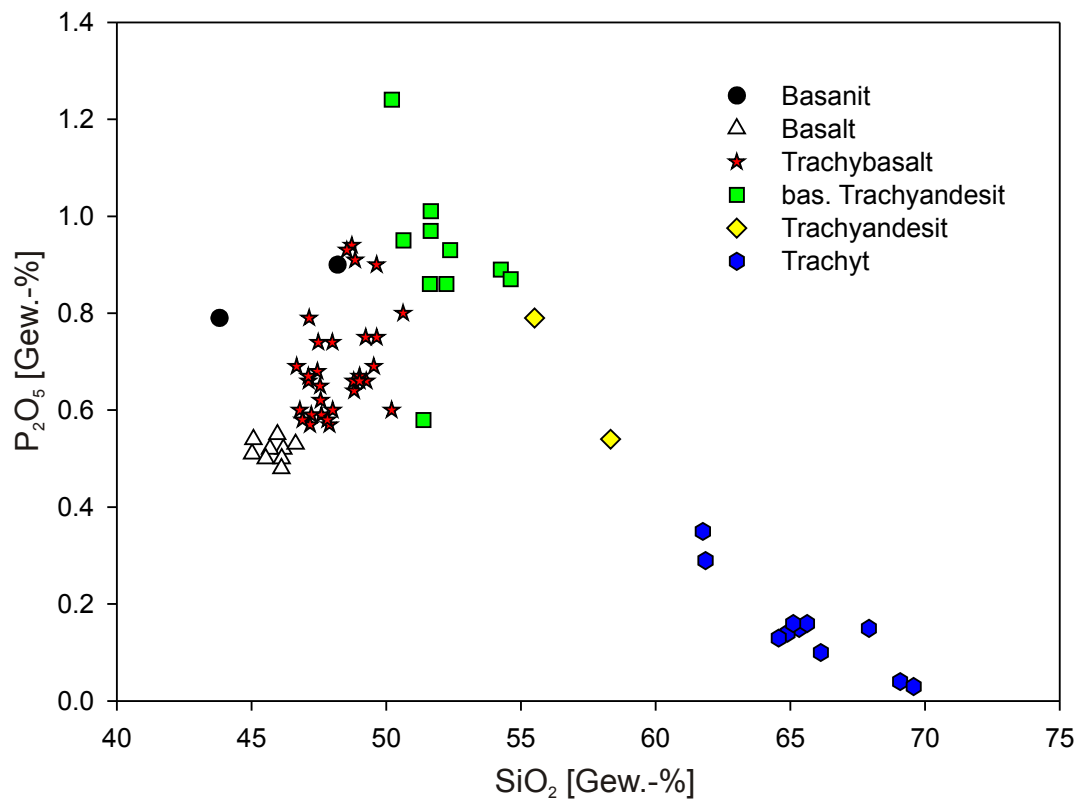


Abb. 18:  $P_2O_5$ -Konzentration der Vulkanite gegen  $SiO_2$ .

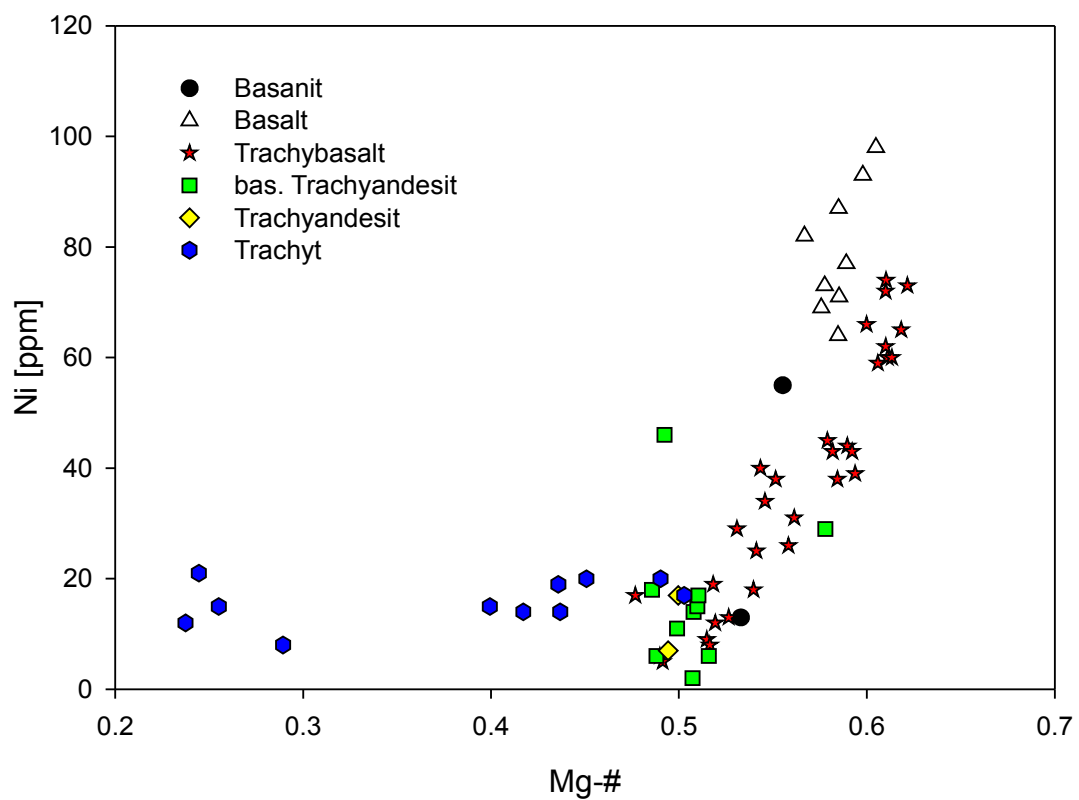


Abb. 19: Bivariates Diagramm Mg-# gegen Ni für die Vulkanite der Chaîne des Puys.



Abb. 19 zeigt die Entwicklung der primitivsten Vulkanite bis hin zu den hochdifferenzierten Trachyten am Beispiel Mg-# gegen Ni. Die Trachybasalte weisen eine geringfügig höhere Mg-# als die Basalte auf. Berechnet wurde die Mg-# nach der Formel  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$  wobei der FeO-Gehalt unter Verwendung der gesteinspezifischen  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ -Verhältnisse (Kap. 3.3.2) aus dem analysierten Gesamteisen berechnet wurde.

CIPW-Kalkulationen der Vulkanite sind in Tab. A11 des Anhangs aufgeführt. Für die Berechnung wurden die in Kap. 3.3.2 genannten  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisse verwendet. Mit wenigen Ausnahmen sind sowohl Basanite, als auch Basalte und Trachybasalte Nephelin-normativ. Lediglich zwei basaltische Trachyandesite zeigen zusätzlich noch einen geringen normativen Nephelin-Gehalt. Alle Proben sind Plagioklas-, Orthoklas-, Ilmenit-, Magnetit- und Apatit-normativ. Differenzierte Magmen (basaltische Trachyandesite) sind überwiegend schwach Hypersthen-normativ. Olivin tritt bis zu den Trachyandesiten hin normativ auf und wird danach durch geringe Anteile normativen Quarzes ersetzt. Zwei Trachyte sind geringfügig Korund-, die restlichen Vulkanite Diopsid-normativ.

Die Hauptelemente der krustalen Gesteine sind im Anhang aufgeführt (Tab. A12 und A13). Entsprechend der weitgestreuten Petrographie überspannen die

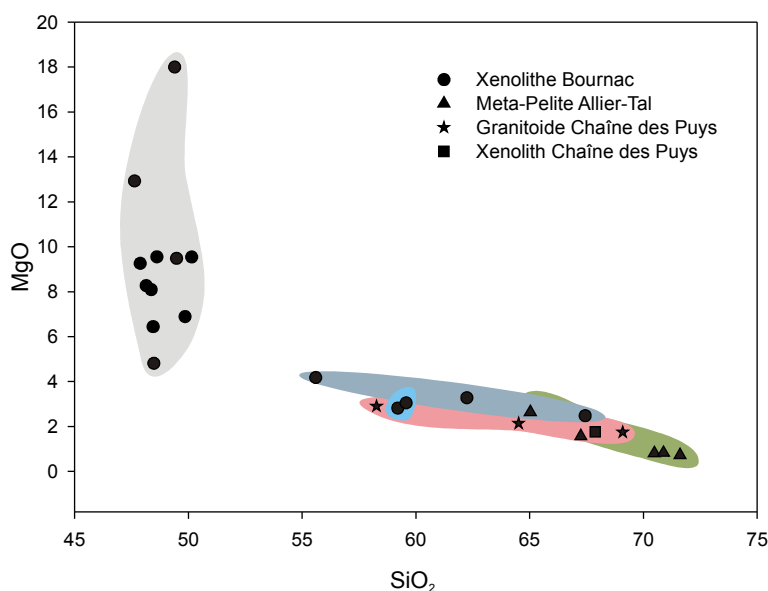


Abb. 20: Verteilung der krustalen Proben: mafische Xenolithe (grau), felsische Xenolithe (dunkelblau), Gneis-Xenolithe (hellblau), Granitoide & Xenolith CdP (pink) und Metapelite Allier (grün).

Hauptkomponenten den gesamten Bereich von mafischen bis felsischen Gesteinen der kontinentalen Unterkruste (Pyroxen-Granulite, felsische Granulite) bis hin zu hochgradigen Metapeliten (Silimanit-Gneise) und intermediären bis felsischen Granitoiden der Oberkruste. Abb. 20 gibt einen Überblick der chemischen Variation am Beispiel MgO über  $\text{SiO}_2$ .

## 5.2 Spurenelemente

Die chondritnormierten REE-Verteilungsmuster der einzelnen Gesteinstypen (Mittelwerte) zeigen ein relativ einheitliches Bild (Abb. 21). Alle Vulkanite sind an leichten REE angereichert und zeigen keine nennenswerten Anomalien. Die Gd-Werte scheinen etwas erhöht, wobei der Wert der Trachyandesite deutlich erhöht ist. Das kann nur auf Fehler bei der ICP-MS-Analyse zurückzuführen sein. Alle Vulkanite folgen dem Verlauf der Basanite und Basalte mit geringen Variationen im  $(La/Lu)_N$  von 14 (Basalt) bis 27 (Trachyt) und zeigen keine erkennbaren Eu-Anomalien ( $0.94 < Eu/Eu^* < 0.99$ ). Lediglich die Trachyandesite weichen aufgrund der fehlerhaften Gd-Bestimmung von diesem engen Datenbereich ab.

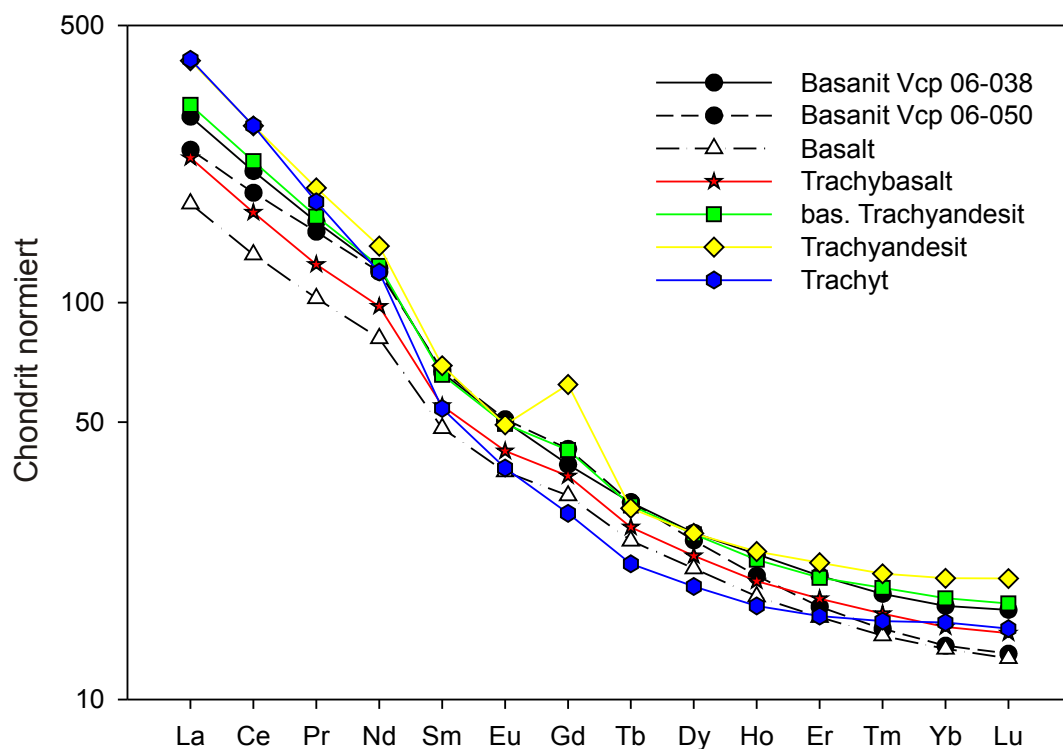


Abb. 21: REE-Verteilungsmuster der beiden Basanite sowie der weiteren Vulkanitgruppen (Mittelwerte) (chondritnormiert nach EVENSEN 1978).

Aus dem Mp-normalisierten Diagramm nach McDONOUGH & SUN (1995) ist ersichtlich, dass in den primitiven Magmentypen Basanit und Basalt die inkompatiblen Elemente gegenüber den kompatibleren angereichert sind. Alle Basalt-Muster überlagern sich nahezu. Nur der Basalt Vcp 06-024B weicht beim Nb- und Ta-Gehalt deutlich ab. Ebenso gibt es deutliche Unterschiede bei den Rb-Konzentrationen. Der Verlauf der beiden Basanit-Proben liegt oberhalb der Basaltproben und zeigt ebenfalls ähnliche Verlaufsformen. Sowohl beim Nb und Ta als auch beim Ti ist ein Unterschied erkennbar. Alle Proben zeigen Nb-Ta-Spitzen

und deutliche K- und Pb-Anomalien. Nach PIROMALLO et al. (2008) liegen die in dieser Arbeit analysierten Proben im Feld des anorogenen europäisch-ostatlantisch-mediterranen Vulkanismus (Abb. 23). Ebenso folgt deren Verlauf überwiegend dem der dort gezeigten HIMU-Signatur.

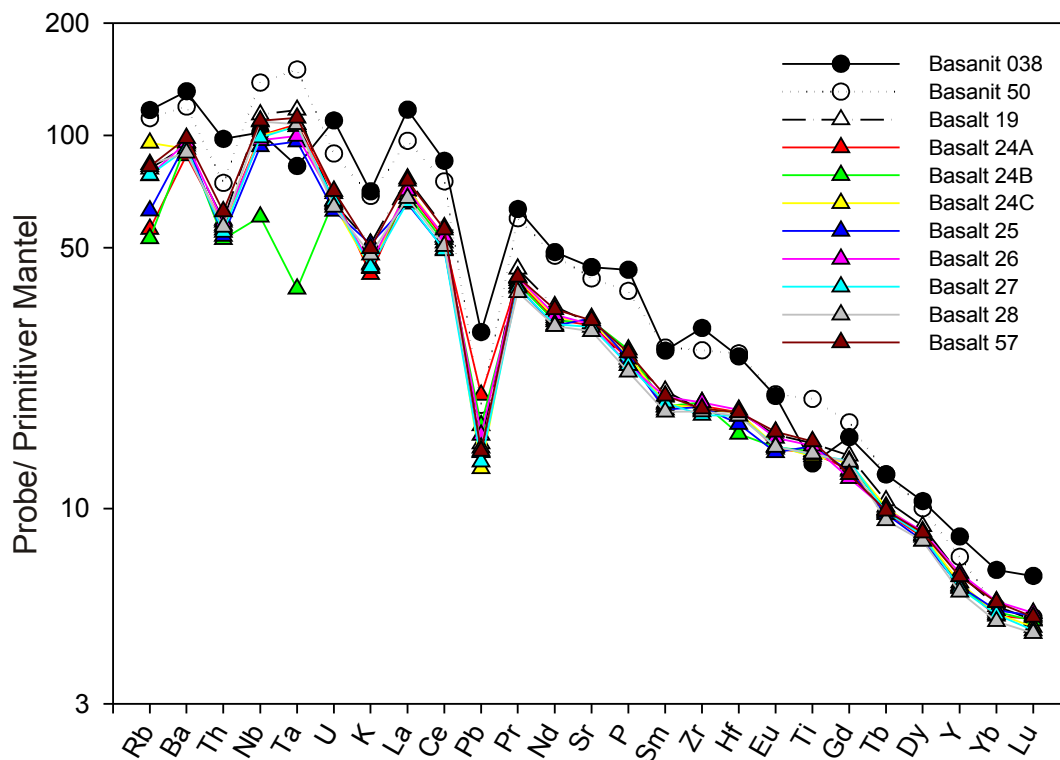


Abb. 22: Spider-Diagramm der primitiven Vulkanite in der Chaîne des Puys (normiert auf primitiven Mantel nach McDONOUGH & SUN 1995).

Die in Abb. 24 gezeigte Verteilung der Spurenelemente der krustalen Gesteine zeigt einen deutlichen Unterschied in der Eu-Anomalie zwischen den mafischen Granuliten und den anderen Gesteinsgruppen. Die Variationsbreite in  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  liegt von 0.95 für die mafischen Granulite bis 0.14 für die Gneis-Xenolithe aus Bournac. Die REE-Muster der Meta-Pelite sind denen mittlerer Tonschiefer (postarchaisch) sehr ähnlich mit Ausnahme der im Vergleich mit TAYLOR & McLENNAN (1985) etwas höheren LREE-Gehalte in den Meta-Peliten des Allier-Tals

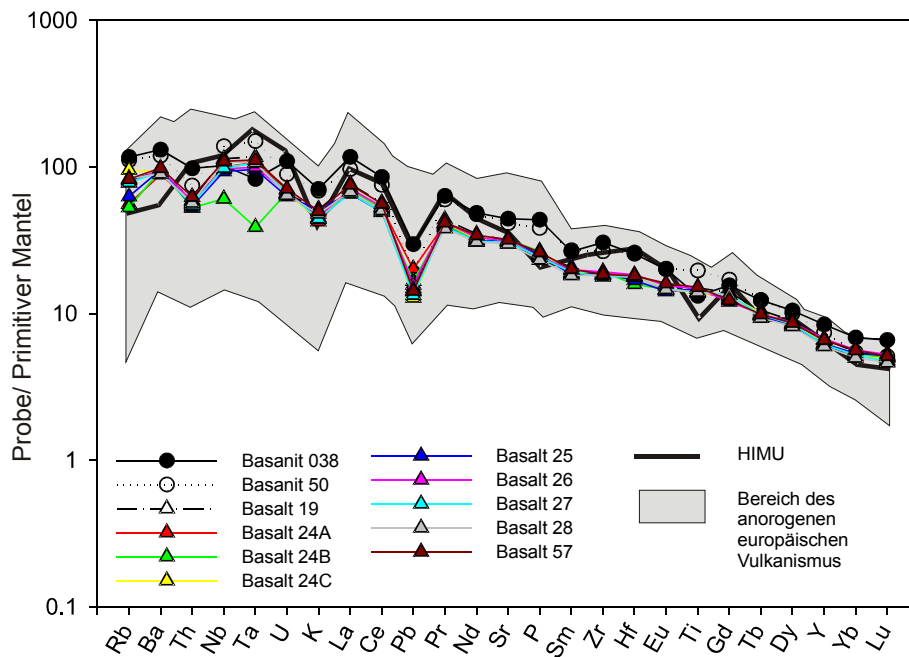


Abb. 23: Lage der bearbeiteten Proben aus der Chaîne des Puys im Feld des anorogenen europäischen Vulkanismus nach PIROMALLO et al. (2008).

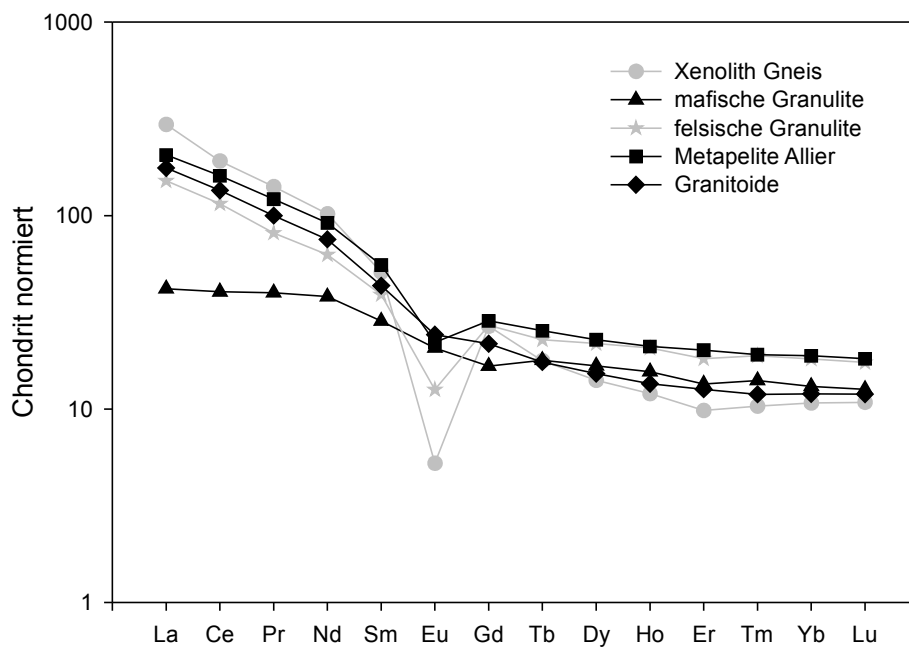


Abb. 24: REE-Verteilung der krustalen Gesteine (Mittelwerte).

### 5.3 Sr-, Nd- und Hf-Isotopie

Zur Identifikation von Kontamination und zur Klärung genetischer Fragen der Primär-Magmen (Basalte) sind kombinierte Informationen aus der Sr-Nd-Hf-Isotopie unerlässlich. Die entsprechenden Daten werden nachfolgend in den üblichen  $\varepsilon$ -Notierungen gegen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dargestellt.

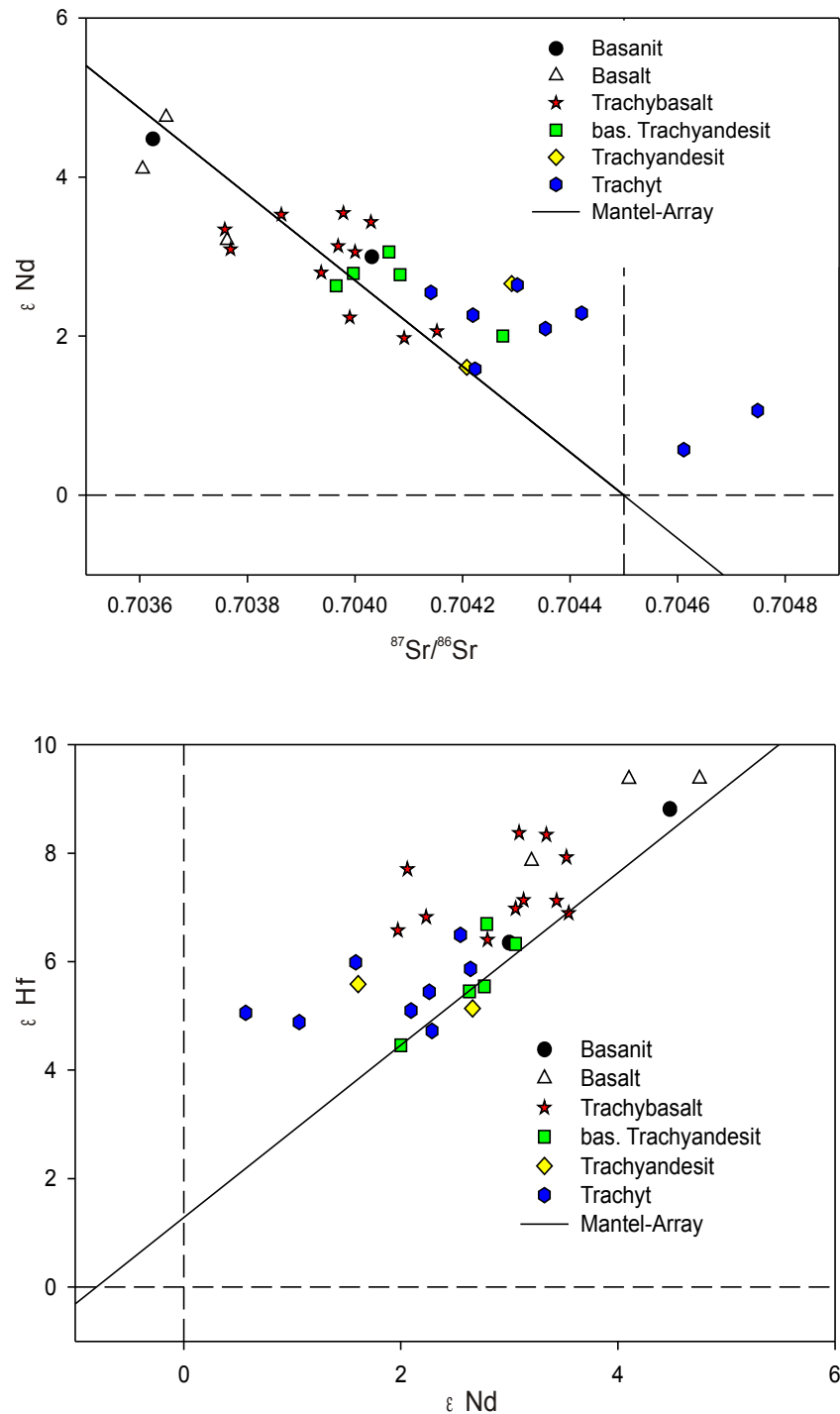


Abb. 25: Istopendiagramme der Vulkanite: a) Sr-Nd, b) Nd-Hf mit Mantel-Array nach CHAUVEL et al. (2008).

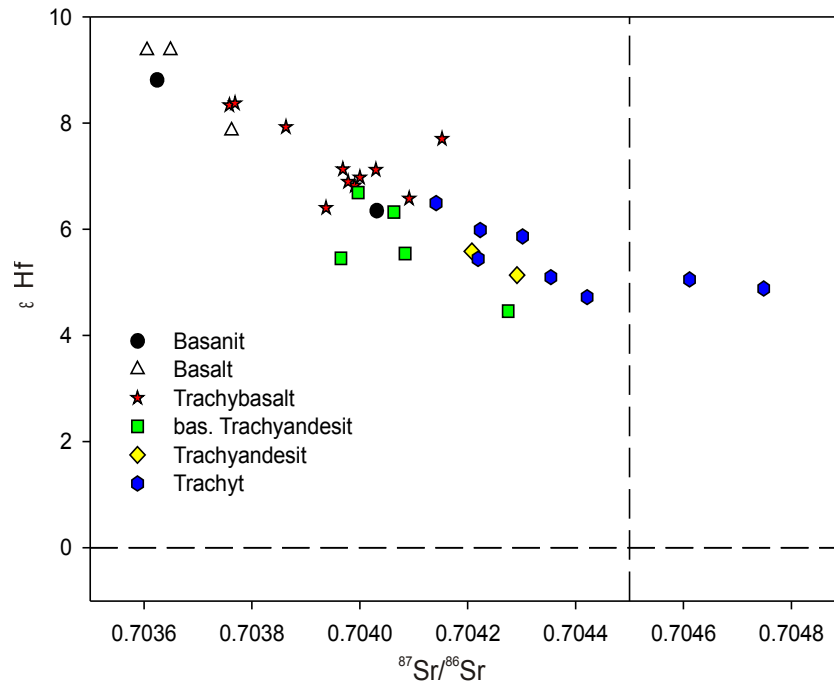


Abb. 25: Istopendiagramme der Vulkanite: c) Sr-Hf.

Wie aus den Hauptelementen zu erwarten, zeigt das  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon$  Nd-Diagramm (Abb. 25a) einen Verlauf wie vergleichbare Vulkangebiete (WEDEPOHL et al 1994, MENZIES et al. 1983, DOWNES 1984). Die primitiveren Gesteine zeigen radiogene Nd- sowie unradiogene Sr-Signaturen. Je differenzierter die Magmen sind, desto unradiogener wird das Nd und radiogener das Sr. Abgesehen von zwei Trachyten, die im ersten Quadranten liegen, befinden sich alle Vulkanite im zweiten Quadranten. Die Trachyte des ersten Quadranten gehören zwei unterschiedlichen Vorkommen an.

Ein ähnliches Bild zeigt der  $\epsilon$  Nd gegen  $\epsilon$  Hf-Plot in Abb. 25b. Fast alle Proben, insbesondere die primitiven liegen oberhalb des von CHAUVEL et al. (2008) angegebenen Mantel-Arrays. Die Korrelation der beiden Isotope scheint etwas besser zu sein als in Abb. 25a.

Im Sr-Hf-Diagramm (Abb. 25c) zeigen die beiden Isotopenverhältnisse eine gute Korrelation und liegen mit Ausnahme der radiogenen Trachyte im Quadranten für den verarmten Mantel. Die basaltischen und schwach differenzierten Vulkanite liegen im Bereich der weltweiten OIB-Verteilung. Die radiogeneren Sr-Isotopendaten lassen auf eine ausgeprägte Kontamination schließen.

Tab. 2: Nd-Modellalter der krustalen Gesteine (Werte für den verarmten Mantel:  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : 0.513114;  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ : 0.222).

Probe	Nd TDM
Xbo 06-026	1.31
Xbo 06-015	1.34
Xbo 06-029	3.26
Xbo 06-045	1.53
Xbo 06-002	1.17
Xbo 06-005	1.14
Xbo 06-024	1.75
Kal 07-1	1.54
Kal 07-2	1.27
Kal 07-3	1.46
Kal 07-4	1.60
Kal 07-5	1.23
Kcp 07-1	1.29
Kcp 07-2	0.74
Kcp 07-3	0.85
Xcp 07-1	1.68

In Abb. 26 sind die Isotopendaten der krustalen Gesteine, die als potentielle Kontaminaten in Frage kommen, geplottet. Zusätzlich sind die oben beschriebenen Isotopendaten der Vulkanite gezeigt.

Tab. 2 enthält die Nd-Modellalter (verarmter Mantel DM) der hier untersuchten krustalen Proben des Grundgebirges. Im Sr-Nd-Diagramm lässt sich folgende Gruppierung nach Gesteinsarten erkennen: die mafische Unterkruste (Granulite Bournac) beschreibt eine etwas versetzte Verlängerung des Mantel-Arrays in den vierten Quadranten hinein und weist Modellalter von 1.31-3.26 Ga auf. Dagegen haben die felsischen Xenolithe  $T_{\text{DM}}$ -Alter von 0.8-0.95 Ga. In diesem Bereich liegen auch die Granitoide der Limagne-Grabenschulter. Diese Granitoide beginnen dicht am Mantel-Array bei  $\epsilon \text{ Nd}$  -1 und reichen bis  $\epsilon \text{ Nd}$  -10. Die Richtung des Trends unterscheidet sich von dem der mafischen Granulite. Schließlich zeigen die felsischen Metamorphite des Allier-Tals die höchsten Nd-Modellalter. Sie haben dementsprechend auch die radiogensten Sr-Isotopenwerte.

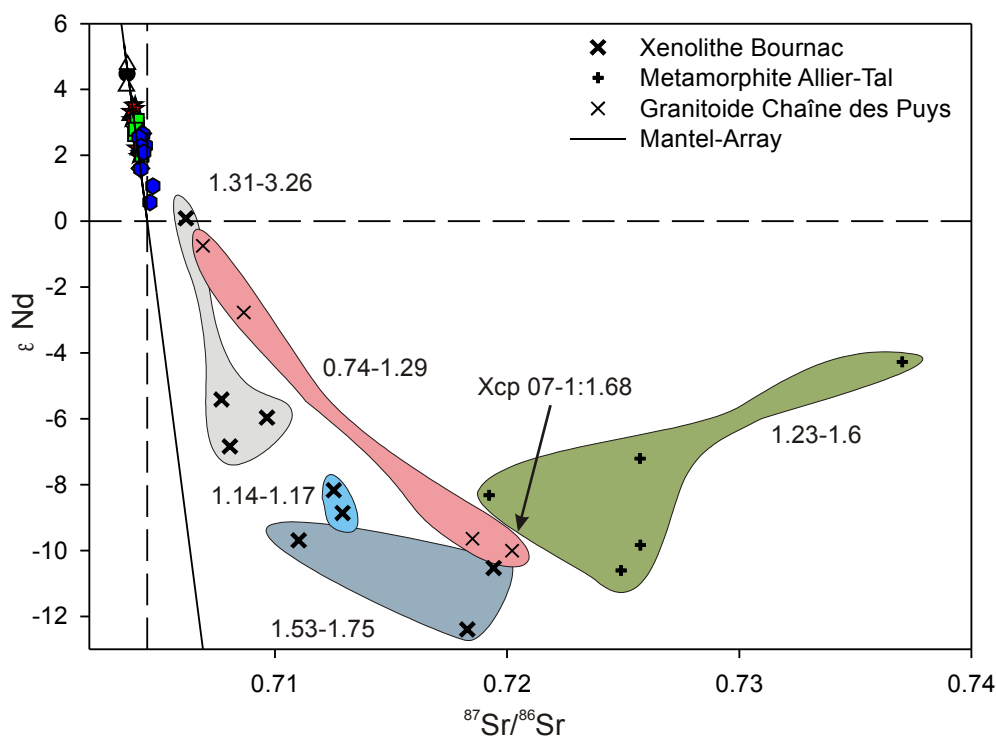


Abb. 26: Isotopendiagramme der vulkanischen und krustalen Gesteine: a) Sr-Nd mit Mantel-Array nach FAURE (1986), verlängert in den IV. Quadranten. Nd  $T_{\text{DM}}$ -Alter aus Tab. 2. Erläuterungen zu den Feldern siehe nächste Seite.

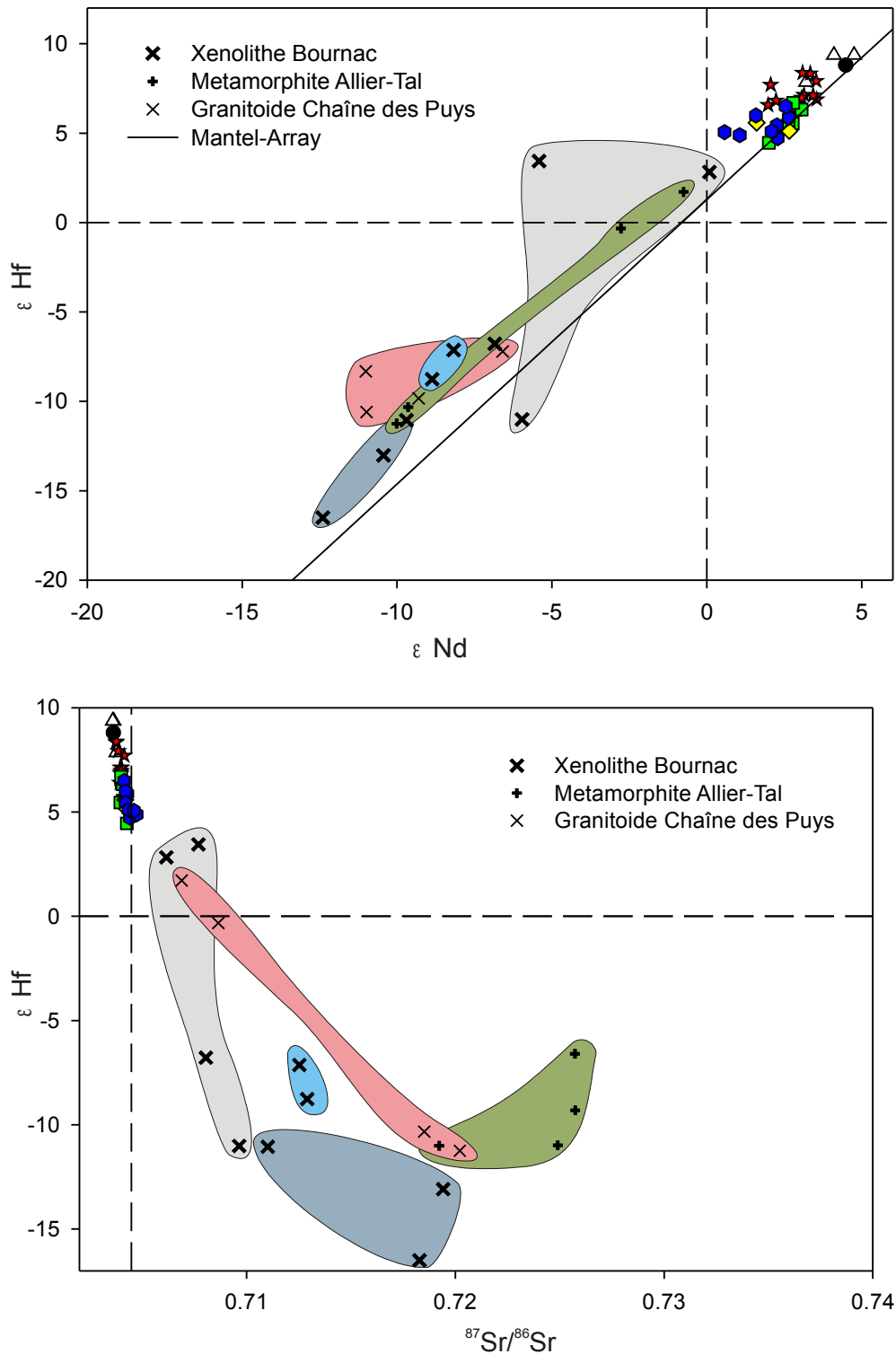


Abb. 26: Isotopendiagramme der vulkanischen und krustalen Gesteine: b) Nd-Hf mit Mantel-Array nach CHAUVEL (2008), c) Sr-Hf. Grau: mafische Granulite, dunkelblau: felsische Granulite, hellblau: Gneise, pink: Granitoide der Chaîne des Puys, grün: Metamorphite des Allier-Tals.

Ebenso wie bei den Vulkaniten ist bei den Krustengesteinen im Nd-Hf-Plot eine deutlich bessere Korrelation zwischen Nd und Hf zu beobachten. Alle krustalen



Gesteine liegen mit einer Ausnahme oberhalb des hier verlängerten Mantle-Arrays von CHAUVEL et al. (2008).

Wie zu erwarten ergibt sich bei  $\epsilon$  Hf gegen Sr-Isotopie ein ähnliches Bild wie bei  $\epsilon$  Nd gegen Sr mit einer klaren Unterscheidung des Trends der Granitoide der Grabenschultern von den mafischen Granuliten und den hochgradigen Meta-Peliten aus dem Allier-Tal.

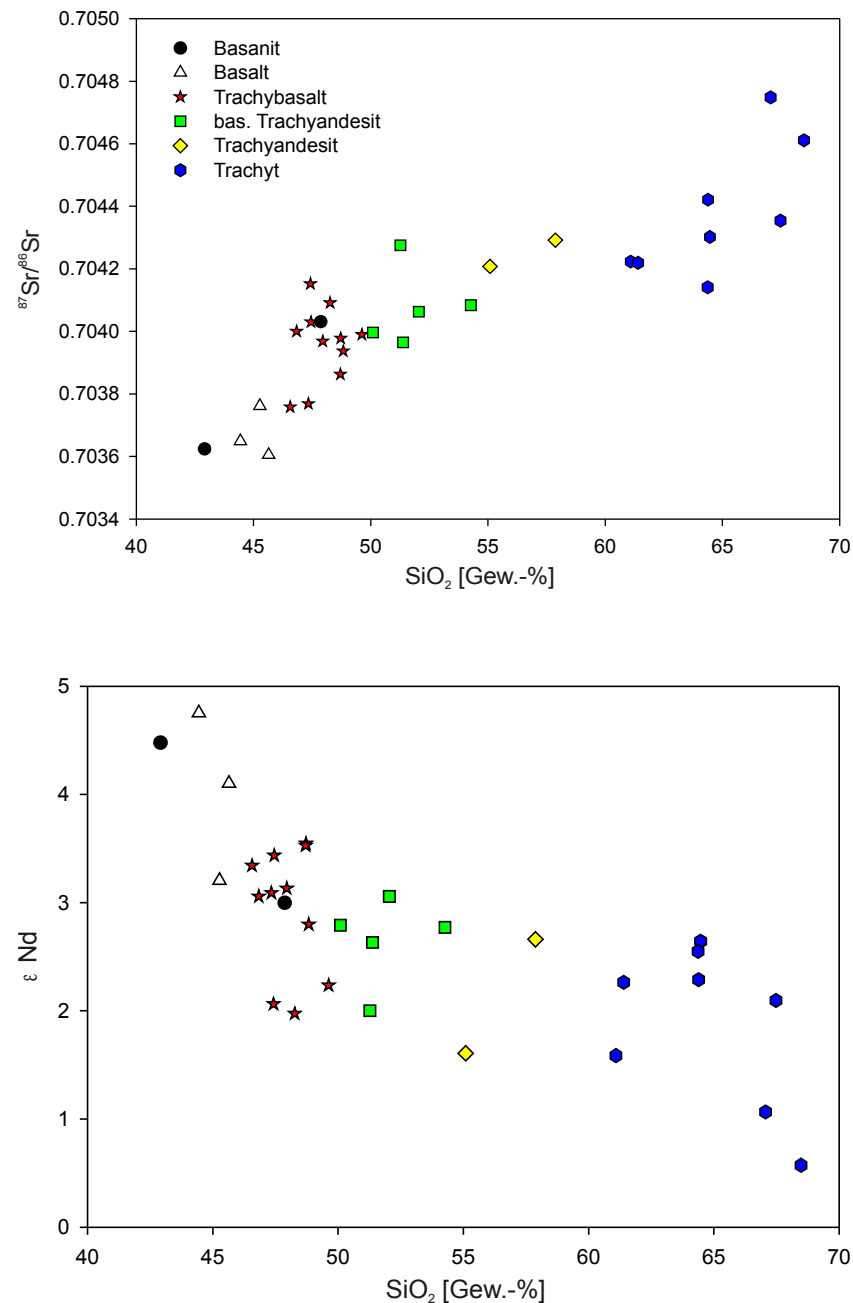


Abb. 27:  $\text{SiO}_2$  gegen Isotopendaten: a)  $\text{SiO}_2$ -Sr, b)  $\text{SiO}_2$  -Nd.

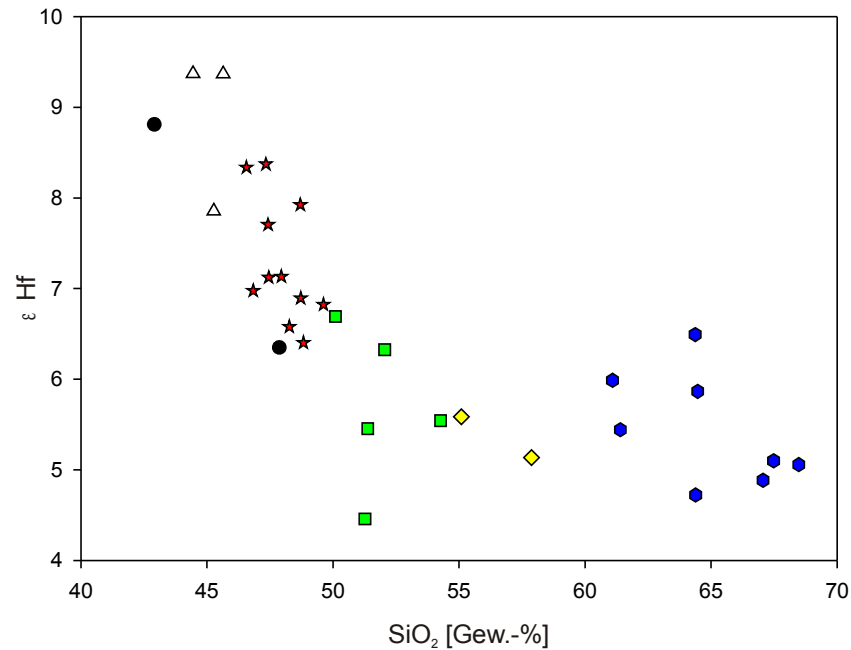


Abb. 27: SiO<sub>2</sub> gegen Isotopendaten: c) SiO<sub>2</sub>-Hf.

Hauptaufgabe der Arbeit ist die Kontamination, deren Ausmaß und deren Tiefe zu identifizieren. Bei reiner Fraktionierung müsste die gesamte Serie von Basanit und Basalt bis Trachyt identische Isopenverhältnisse des Sr, des Nd und des Hfs bei jeweils steigenden SiO<sub>2</sub>-Werten aufweisen. Bei der Betrachtung von SiO<sub>2</sub> gegenüber diesen Isotopenwerten ergibt sich jedoch ein anderes, deutlich zweistufig gegliedertes Bild. Bei Abb. 27 a) erkennt man einen linearen Anstieg im <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr bis 55% SiO<sub>2</sub> und einen erneuten Anstieg mit einem Versatz ab 60% SiO<sub>2</sub>. Ähnliches ist auch beim ε Hf über SiO<sub>2</sub> und bei ε Nd über SiO<sub>2</sub> zu erkennen, wobei in letzterem Fall die Korrelationen weniger gut ausgeprägt sind. All diese Beobachtungen bedeuten, dass es keinen einfachen Lösungsweg mit einem einstufigen Kontaminationsprozess gibt. Vielmehr ist für das frühe Entwicklungsstadium von Basalten zu Trachybasalten eine andere Assimilation und Fraktionierung erforderlich als im nachfolgenden Prozess von Trachyandesit zu Trachyt.

## 6 Diskussion

### 6.1 P-Wellengeschwindigkeit und Krustenprofil

Wie in Kapitel 4.2. erläutert, wurde für die krustalen Gesteine aus den Analysen der Hauptelemente der Modalbestand gerechnet. Hierfür wurde das Verfahren der kleinsten Quadrate in Anlehnung an LE MAÎTRE (1979) genutzt. Dabei werden die Einzelmineralanalysen in Verbindung zur Gesamtgesteinschemie gerechnet und die Gewichts-% der einzelnen Minerale ausgegeben. In den Tabellen A16-A25 finden sich die jeweiligen Einzelmineralanalysen aufgelistet. Zur Berechnung des Modalbestandes *sensu stricto* in Volumen-% wurden Dichte-Werte aus DEER et al. (1992) verwendet. Aufgrund der mit höherem Anorthit-Gehalt ansteigenden P-Wellen-Geschwindigkeiten der Plagioklase erfolgte eine Interpolation der Dichte sowie der Mineral-Vp in Abhängigkeit vom Anorthitgehalt. Dieser wurde nach DEER et al. (2001) aus dem molaren Verhältnis von Na und Ca berechnet. Aus Tab. A14 des Anhangs ist ersichtlich, dass die Quadrate der Summe der Residuen ( $s^2$ ) der Modalbestandskalkulation meist  $<1$  und damit zufriedenstellend sind. Größere Abweichungen können auf inhomogene Gesteinsbereiche im analysierten Dünnschliff gegenüber den homogenisierten Proben sowie auf teilweise geringe Probenmengen der Xenolithe zurückzuführen sein.

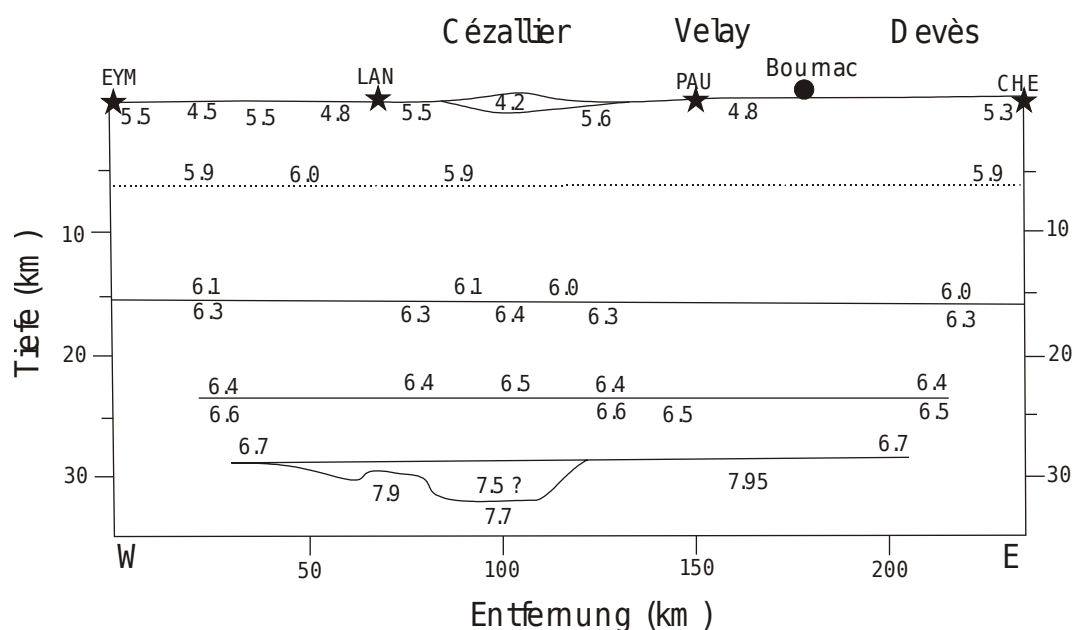


Abb. 28: Seismisches Profil südlich der Chaîne des Puys. Verändert nach ZEYEN et al. (1997). Die x-Achse gibt die Entfernung vom Schusspunkt in Eymoutiers (EYM) östlich von Limoges an.

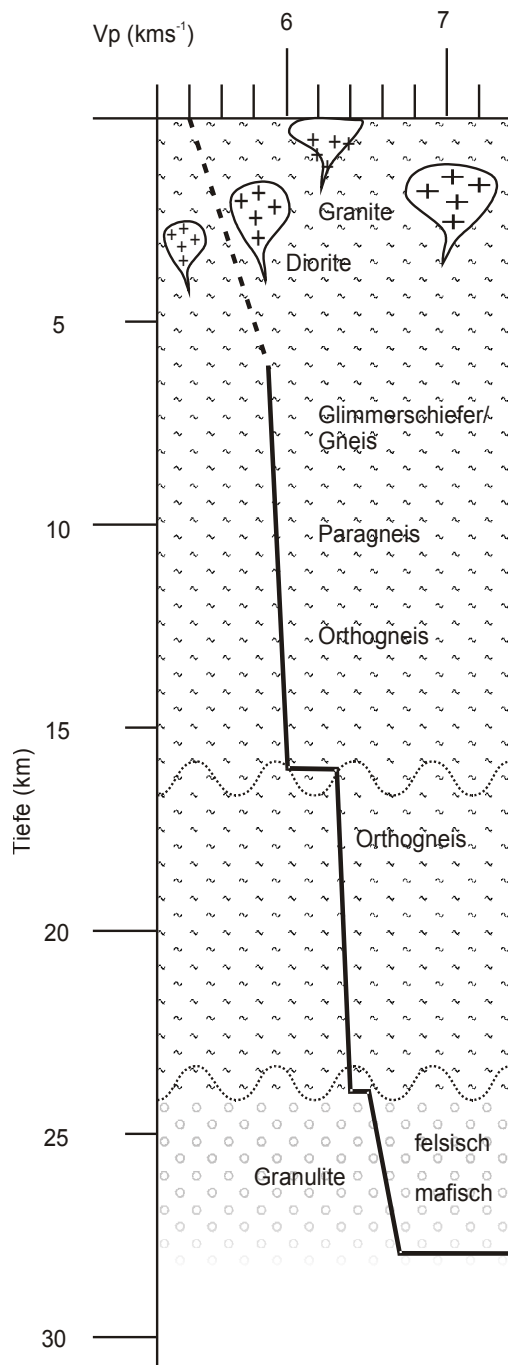


Abb. 29: Schematisches Profil der kontinentalen Kruste im Bereich der Chaîne des Puys.

Das in Kapitel 4.2 angesprochene Verfahren zur Geothermobarometrie anhand von Mineralanalysen ist für den Ansatz dieser Arbeit nicht zu gebrauchen. Geothermobarometrie zeigt immer nur das Abkühlungsereignis nach dem letzten thermischen Event an. Dies kann in einem komplizierten Krustenprofil großräumig sehr heterogen sein. Laut BURG & MATTE (1978) liegt im Basement des Massif Central gerade im Bereich südlich der Chaîne des Puys eine komplizierte Deckenstruktur vor. Dadurch könnten die durch Geothermobarometrie gewonnenen Daten zu einer Fehlinterpretation der tatsächlichen Krustenstruktur führen. Daher ist eine Einordnung in ein Krustenprofil anhand der elastischen Eigenschaften der Gesteine vorzuziehen.

Nach MENGEL et al. (1991) muss für die aus dem Modalbestand berechneten P-Wellengeschwindigkeiten der Krustengesteine eine Korrektur entsprechend der Tiefe und Temperatur vorgenommen werden. Laut WERLING & ALTHERR (1997), VASSEUR (1982) und LUCAZEAU et al. (1984) liegt im Bereich des Massif Central eine Wärmeflussdichte von 90 - 110 mWm<sup>-2</sup> vor. Daher kann nach CHAPMAN & POLLACK (1977a) sowie POLLACK & CHAPMAN (1977b) ein geothermischer Gradient berechnet und eine Zuordnung von Tiefe und

Temperatur getroffen werden. Hierfür wird eine erste annähernde Tiefenlage der Gesteine aus den seismischen Krustenprofilen von ZEYEN et al. (1997), PERRIER & RUEGG (1973) sowie HIRN & PERRIER (1974) gewonnen (Abb. 28). Die maximale Änderung bei der Korrektur von  $V_p$  beträgt 0.08 km/s für Probe Kal 07-1. Insgesamt ist aber nach MENGEL (1992) und KERN et al. (2002) die Veränderung durch Druckzunahme ( $dV_p/$

$dP = 0.045 \text{ kms}^{-1}/\text{kbar}$ ) kompensiert durch die Veränderung aufgrund des Temperatur-Anstiegs ( $dV_p/dT = -0.05 \text{ kms}^{-1}/100^\circ\text{C}$ ).

Aus dem so ermittelten und in Abb. 26 dargestellten Krustenprofil ist ersichtlich, dass sich die Kruste unter dem Massif Central in drei Zonen gliedern lässt. Die Unterkruste wird überwiegend aus felsischen und mafischen Granuliten aufgebaut. Der Übergang zum Mantel mit deutlich schnelleren P-Wellen-Geschwindigkeiten liegt im Bereich von 27-28 km Tiefe, entspricht aber in Abb. 28 nicht den bestimmten  $V_p$  der Granulite. Diese weisen mit  $\sim 7.0$  eine P-Wellen-Geschwindigkeit auf, die im südlichen Profil von ZEYEN et al. (1997) im Bereich der Unterkruste nicht auftaucht. Daher ist anzunehmen, dass es gerade im Bereich des Limagne-Grabens deutliche lithologische Variationen im Bereich der Unterkruste gibt. Eine Kombination mehrerer seismischer Profile der oben angesprochenen Autoren ergibt ein in sich schlüssiges Bild der Krustenstruktur (Abb. 29). Demnach reicht die Mittelkruste beginnend mit einem Geschwindigkeitssprung bei 16 km Tiefe bis ca. 7 km. Im darüber gelegenen Bereich der Oberkruste ist die Bestimmung der  $V_p$  wegen nicht geschlossener Klüfte (KERN & SCHENK 1985, SACHS 1988, MENGEL et al. 1991, PUNTURO et al. 2005) nicht verwertbar. Nach den Angaben von BURG & MATTE (1979), aus Feldbeobachtungen und aus Interpretation der geologischen Karten ist allerdings klar abzuleiten, dass sich die Oberkruste aus Granitoiden sowie schwach metamorphen Gesteinen zusammensetzt. Ein Defizit des hier vorgestellten Krustenprofils liegt in der Nichtberücksichtigung der Leptyno-Amphibolit-Gruppe, die nach BURG & MATTE (1979) und GIRAUD et al. (1984) die metapelitische Einheit überlagert. Im Bereich der Grabenschulter ist diese Einheit schlecht aufgeschlossen, kann aber weiter im Süden nachgewiesen werden (FORESTIER 1961-63).

## 6.2 Geochemische Entwicklung

MAURY et al. (1980) beschreibt die magmatische Entwicklung der Chaîne des Puys basierend auf reiner Kristallfraktionierung. Die Isotopendaten erfordern jedoch eine Kontamination zusätzlich zur Fraktionierung im Sinne von AFC (DEPAOLO 1981). Daher werden im Folgenden die AFC-Prozesse getrennt betrachtet um damit den oben genannten Trends in Abb. 27 sowie in Abb. 31 Rechnung zu tragen.

### 6.2.1 Olivin-Fraktionierung im Mantel

Unter der Annahme einer Schmelze, die mit dem Mantel equilibriert ist, wird versucht die primitivsten Schmelzen der Chaîne des Puys zu identifizieren. Diese

primitive Schmelze muss eine Mg-# von 0.68 (WILSON 1989) und einen  $c_0$ -Wert für Nickel von 250  $\mu\text{g/g}$  (HART & DAVIS 1978) aufweisen. Für einen D-Wert von 11 erreicht man die am geringsten entwickelten Basalte bei einer Fraktionierung von  $\sim 8\%$   $\text{Fo}_{90}$  aus der primären Mantelschmelze (Abb. 30). Diese Fraktionierung ist theoretisch zwingend erforderlich aber praktisch in der Chaîne des Puys nicht nachweisbar, da die primären Basalte fehlen. Solche Fraktionierung ist am ehesten beim Aufstieg der Ausgangsmagmen von ihrem Entstehungsort in der tiefen Lithosphäre oder Asthenosphäre zur Moho zu erwarten, da die Löslichkeit von Olivin in basaltischen Schmelzen Druck- und Temperatur-abhängig ist.

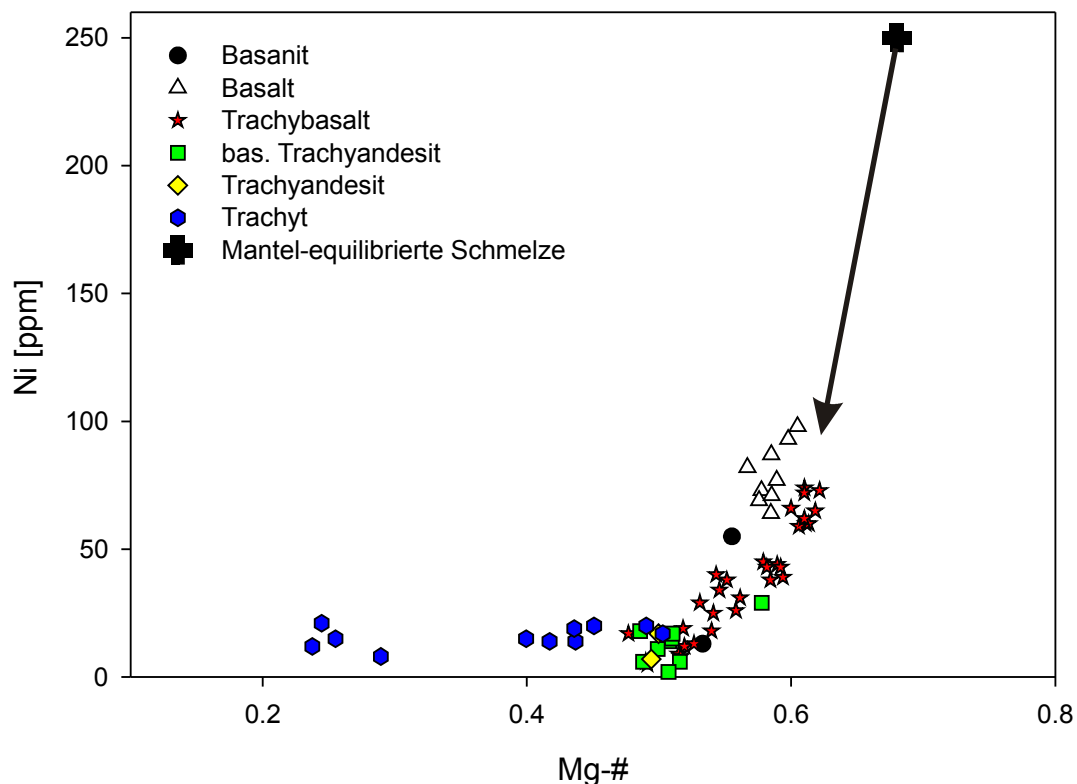


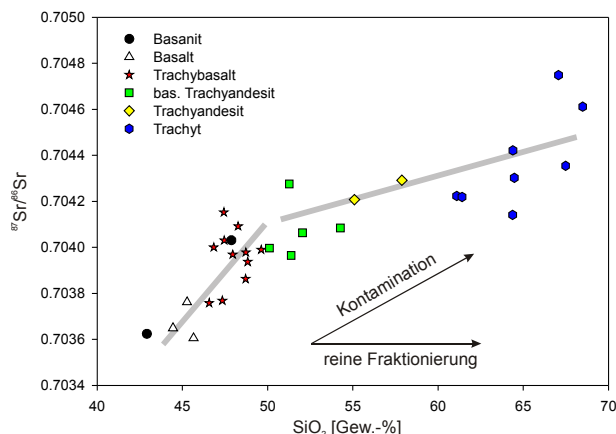
Abb. 30: Bivariater Plot Mg-# gegen Ni mit einer potentiellen Mantel-equilibrierten Ausgangsschmelze.

### 6.2.2 AFC-Prozesse in der Kruste

Aus Abb. 31 wird ersichtlich, dass bei der magmatischen Entwicklung ein zweistufiger Kontaminationsprozess vorliegt. Die gleichen Ergebnisse sind in den  $\epsilon\text{Nd}$ - und  $\epsilon\text{Hf-SiO}_2$ -Diagrammen (Abb. 27), allerdings weniger deutlich, zu erkennen. Alle diese Diagramme zeigen eine erste Stufe bis zu den Trachybasalten. Die zweite Stufe setzt mit den basaltischen Trachyandesiten ein und verläuft annähernd linear bis zu den Trachyten, die eine größere Streuung als die anderen

Vulkanittypen aufweisen. Es gibt zwei Möglichkeiten, das Ausmaß der Kontamination und Fraktionierung quantitativ zu erfassen.

1. Entsprechend der Bestimmung des Modalbestandes über die Methode der kleinsten Quadrate kann dieses Verfahren auch zur Berechnung des Anteils an Kontamination benutzt werden. Da keine eigenen Einzelmineralanalysen der Vulkanite durchgeführt wurden, kommen bei der Kalkulation die von MAURY et al. (1981) angegebenen Mineralanalysen zur Anwendung.



**Abb. 31: SiO<sub>2</sub> gegen Sr-Isotopen-Diagramm. Die grauen Striche verdeutlichen den Verlaufstrend.**

2. Der zweite Weg der Berechnung des Kontaminaten sowie deren Anteil ist über eine Zwei-Komponenten-Mischung der Nd- und Sr-Isotopen möglich. Hierbei werden die Isotopenwerte und die Konzentration des Ausgangsmaterials als auch des potentiellen Kontaminanten miteinander in Beziehung gesetzt und als AFC-Prozesse gerechnet. Es wird davon

ausgegangen, dass der Kontaminationsprozess in der Kruste eine „bulk-assimilation“ darstellt. Da die beiden Basanite entsprechend ihrer Hauptelemente als auch ihrer Isotopendaten nicht gut zum Trend der übrigen Vulkanite passen, werden bei dieser Berechnung die Basalte als initiales Magma angesehen.

Unter der Annahme eines zweistufigen Differentiationsmodells muss sich in Phase 1 der Trachybasalt aus den Basalten entwickelt haben. Wie aus Abb. 31 zu erkennen ist, muss bereits in dieser Phase eine Kontamination der Schmelze erfolgen.

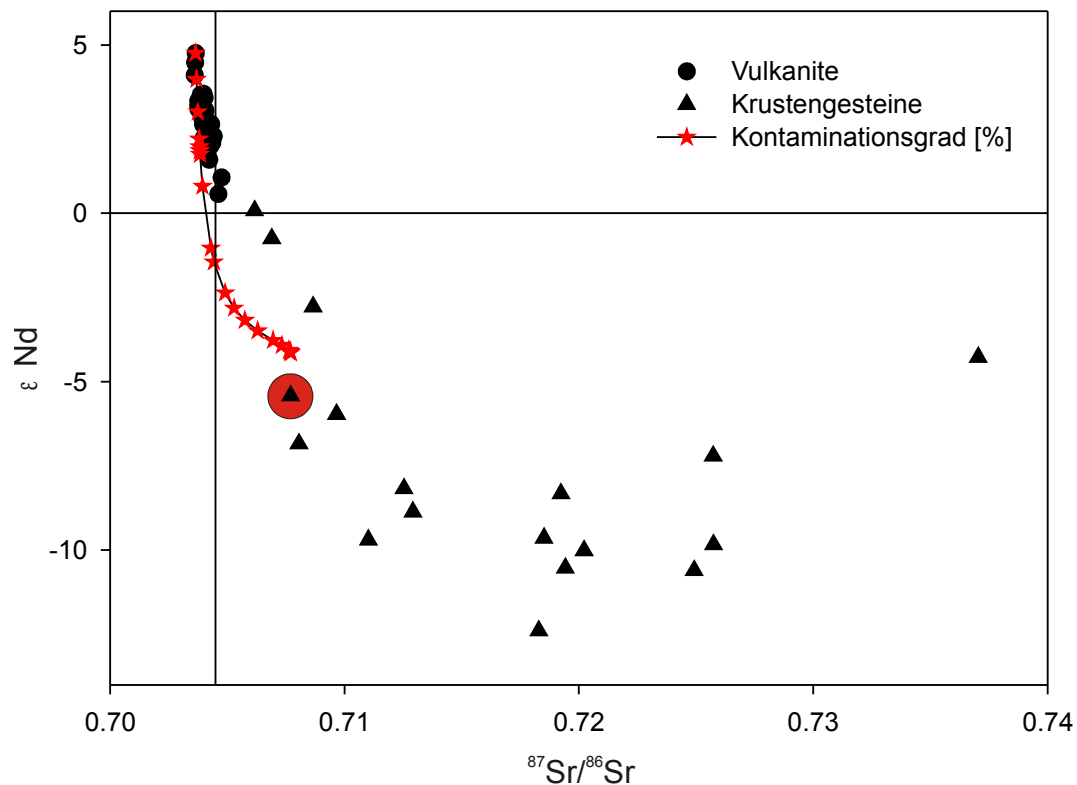
Um ein Krustengestein als Kontaminanten in Betracht zu ziehen, muss zuerst eine Einschätzung anhand der Isotopenmischung erfolgen. Dabei spielen die Faktoren  $r$  (Verhältnis Kontamination zu Fraktionierung) und die  $D$ -Werte zunächst eine untergeordnete Rolle. Modellierungsversuche mit unterschiedlichen Basalt- und Trachybasaltproben ergeben folgendes Ergebnis: Mit den beiden Endgliedern Vcp 06-019 (Basalt) und Vcp 06-011 (Trachybasalt) ergibt sich zusammen mit dem mafischen Xenolith Xbo 06-015 ein konsistenter Verlauf. Bei 19.9 % Kontamination durch eine der Probe Xbo 06-015 äquivalenten Kruste sowie einer Fraktionierung von

2 % Olivin, 12.9 % Pyroxen, 6 % Plagioklas und 3.7 % Magnetit könnte sich aus dem Basalt ein Trachybasalt entwickeln. Dabei würden 95 % trachybasaltische Schmelze entstehen. Bei der AFC-Rechnung fließen anschließend folgende aus der Hauptelementkalkulation gewonnenen Parameter ein:  $r=0.76$  (Verhältnis von Kontamination/Fraktionierung) und bulk-Verteilungskoeffizienten (D-Werte) für  $Nd_{bulk}$  und  $Sr_{bulk}$ . Die D-Werte des Kumulates werden anhand des Modalbestandes und der jeweils zum Mineral gehörenden Sr- und Nd-Verteilungskoeffizienten der Minerale (GREEN 1994) berechnet. Daraus ergibt sich für die erste Phase der Kontamination und Fraktionierung ein  $D_{bulk}$  für Sr von 0.5 und für Nd von 0.1.

Bereits VILLEMANT et al. (1981) haben versucht die Verteilungskoeffizienten in Vulkaniten der Chaîne des Puys zu bestimmen. Danach ergibt sich ein dreistufiges Fraktionierungsmodell, das durch diese Arbeit nicht bestätigt werden kann. Die Gesamtgesteinsverteilungskoeffizienten variieren für Nd von 0.5 bis 1 und für Sr von 0.9 bis 5.4. Abgesehen von dem sehr hohen Sr-Wert für die letzte Phase entsprechen die Werte den in dieser Arbeit ermittelten.

In Abb. 32 ist der so berechnete Kontaminationsverlauf zu erkennen: aus der Isotopenmodellierung (AFC) ist nur ein Kontaminationsgrad von ca. 5 % zu errechnen gegenüber fast 20 % aus der HK-Berechnung.



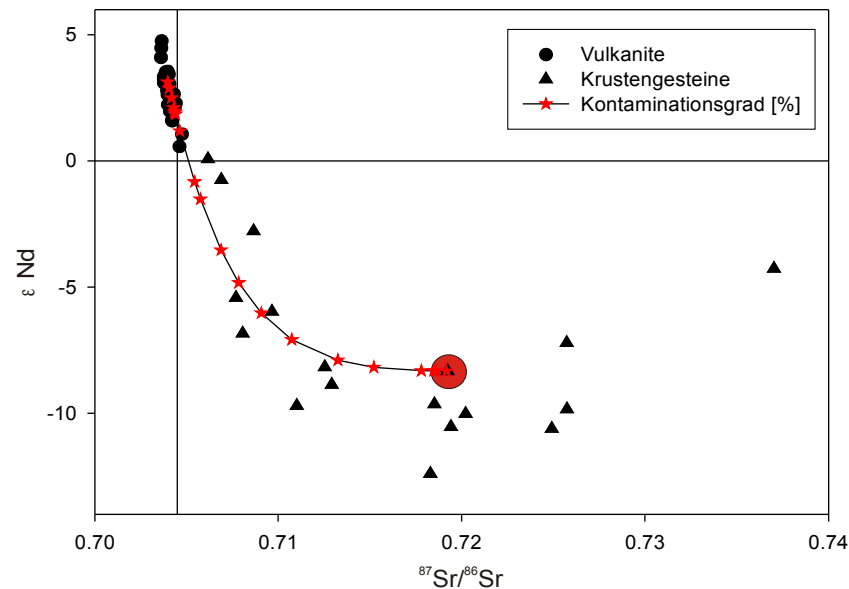


**Abb. 32: Berechneter AFC-Verlauf der magmatischen Phase Basalt zu Trachybasalt. Der rote Kreis markiert den Kontaminanten. Erläuterung zur Berechnung im Text.**

Die magmatische Phase Basalt zu Trachybasalt ist durch eine Fraktionierung von Olivin, Plagioklas, Pyroxen und Magnetit geprägt. Als Kontaminant kommen Granulite der Unterkruste in Betracht. Die Modellierung fußt wie oben beschrieben auf zwei ausgewählten Proben. Trotz der großen Streuung der Sr- und Nd-Isotope (Abb. 25) der Trachybasalte passt das Modell, mit zum Teil leicht geänderten Parametern, für die meisten anderen Vulkanite dieser Gruppe. Der Ansatz, die Entwicklung der Basalte in Trachybasalte über Mittelwerte der jeweiligen Parameter zu berechnen, scheitert

Die zweite magmatische Phase von Trachybasalt zu Trachyt enthält eine andere Fraktionierungs- und Kontaminationskomponente. Hierbei entwickeln sich aus den Trachybasalten durch Fraktionierung und Kontamination die höher differenzierten Magmen bis hin zu den Trachyten. Die Entwicklung kann anhand der Proben Vcp 06-015 (Trachybasalt) und Vcp 06-058 (Trachyt) sowie Kal 07-5 als Kontaminant exemplarisch aufgezeigt werden.

Die HK-Berechnung ergibt wiederum nach der Gleichung „Mineral  $x_1$  + Mineral  $x_n$  + entwickelte Schmelze (Gesamtgestein) – Kontaminat (Gesamtgestein) = Ausgangsschmelze“ (Gesamtgestein) eine Fraktionierung von 1.5 % Apatit, 25.8 % Plagioklas, 18.4 % Pyroxen und 9.4 % Magnetit, der Anteil der Kontamination liegt bei 22.4 %. Am Ende dieses Kontaminations- und Fraktionierungsprozesses ergibt sich ~67 % trachytische Schmelze sowie 23 % Kumulat.



**Abb. 33: Verlauf der berechneten Kontamination der zweiten magmatischen Phase. Der rote Kreis markiert den Kontaminanten.**

Während bis ca. 51 %  $SiO_2$  eine Anreicherung des  $P_2O_5$  bis zu einem stöchiometrisch berechneten Gehalt von 2.35 % Apatit erfolgt, sinkt die Konzentration des Phosphors mit zunehmendem  $SiO_2$ -Gehalt auf unter 0.1 % ab (Abb. 34). Daher kann davon ausgegangen werden, dass im späteren Verlauf der magmatischen Entwicklung Apatit fraktioniert wird. Bei der Berechnung der Verteilungskoeffizienten für AFC spielt diese Fraktionierung von Apatit eine entscheidende Rolle. Für Nd beträgt der D-Wert im Apatit bis 50 (GREEN 1994). Die aus dem Modalbestand errechneten  $D_{bulk}$ -Werte für Sr und Nd liegen trotz des geringen Apatit-Anteils bei 1.0 und 1.5. Für das Verhältnis Kontamination zu Fraktionierung ergibt sich ein Wert von  $r=0.419$ . Der Kontaminationsgrad der Isotopenmodellierung nach AFC liegt mit ca. 20 % fast identisch bei dem zuvor aus den HK bestimmten Wert von 22 %.

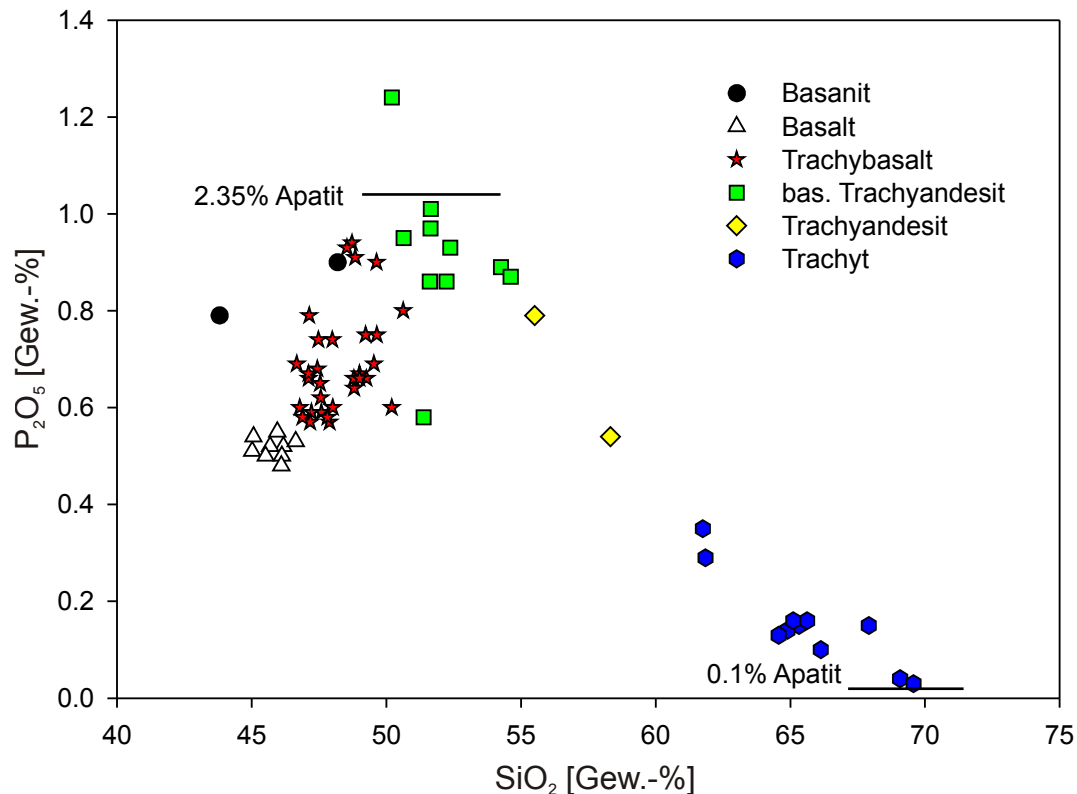


Abb. 34: Verlauf der  $P_2O_5$ -Konzentration gegen  $SiO_2$  zur Darstellung der Fraktionierung. Apatit-Gehalte sind stöchiometrisch berechnet worden.

Im Gegensatz zu den bisherigen Arbeiten (VILLEMANT et al. 1981, BOIVIN 2004, DOSTAL et al. 1980) spielt Amphibol in diesem Modell keine Rolle. Diese These wird durch eigene Beobachtungen unterstützt. Lediglich die Trachyte weisen einen größeren Anteil an Amphibol auf. Ebenso sind wenig Relikte erkennbar, die auf ein größeres umgewandeltes Volumen von Amphibol hindeuten. VILLEMANT et al. (1981) zeigen eine wichtige Rolle des Amphibols bei der Fraktionierung, allerdings bleiben hier die petrographischen Beweise außen vor.

Zusammenfassend kann aus den genannten Berechnungen folgendes Bild erstellt werden:

1. Ein im Peridotit generiertes Stammagma verliert beim Aufstieg im Mantel ca. 8 % Olivin und wird dabei nicht kontaminiert. Das Ergebnis dieser initialen Fraktionierung sind die Basalte und wohl auch die Basanite der Chaîne des Puys.
2. Die erste Kontamination dieser basaltischen Magmen erfolgt unter Fraktionierung von Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas und Magnetit bei 20 % Kontamination durch Granulite.

- 
3. Die Entwicklung von Trachybasalt zu Trachyt verläuft unter Klinopyroxen-, Plagioklas-, Magnetit- und Apatit-Fraktionierung und Kontamination durch Metapelite.

## 7 Schlussfolgerungen

Unter Berücksichtigung der chemischen, isotopischen und petrographischen Beobachtungen lässt sich abschließend ein gut begründetes Modell des magmatischen Systems der Chaîne des Puys darstellen.

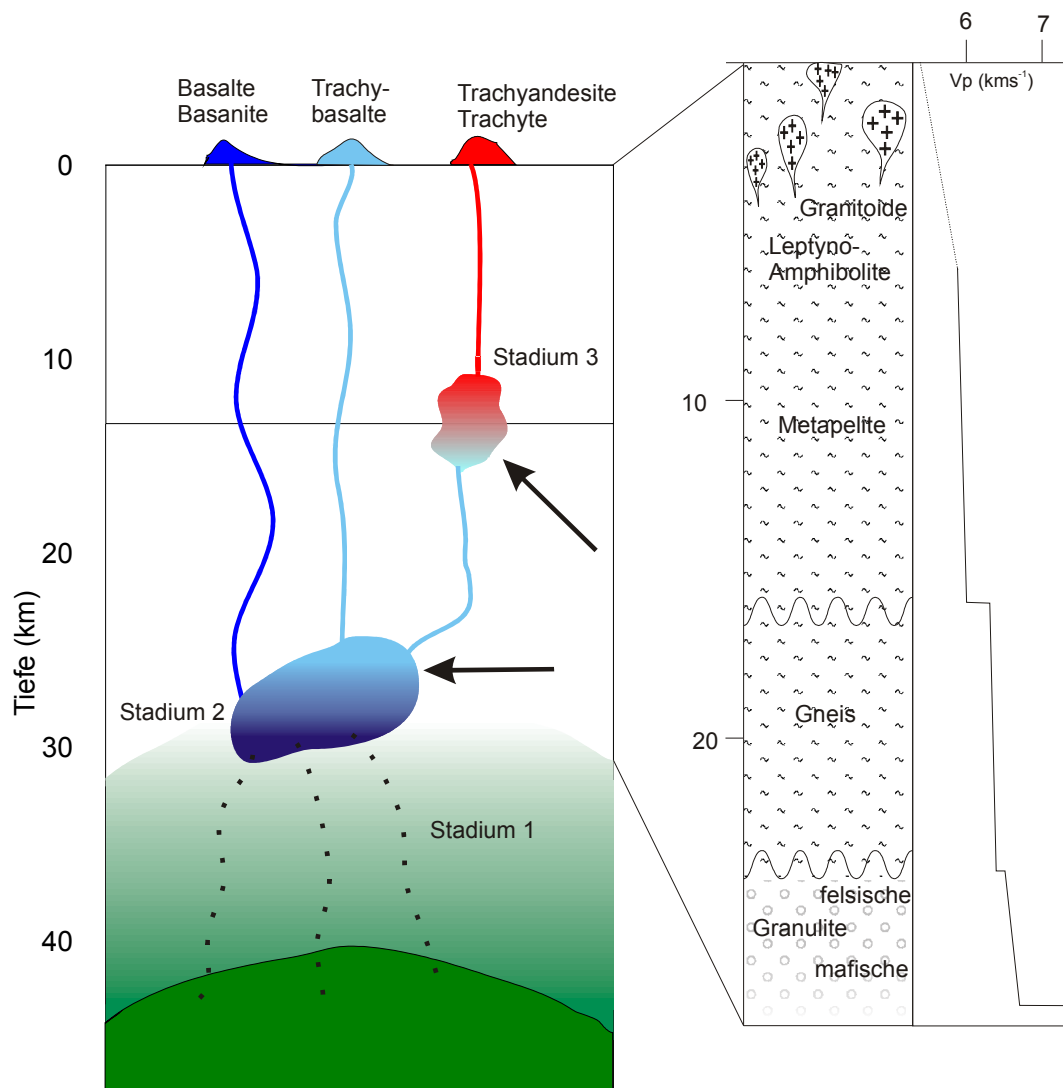


Abb. 35: Schematisches Modell des magmatischen Systems der Chaîne des Puys. Die Pfeile markieren die Punkte der berechneten Kontamination.

Stadium 1: Aus einer mit dem Mantel equilibrierten basaltischen Schmelze entwickelt sich beim Aufstieg im Mantel durch reine Fraktionierung von ~8% Olivin eine leicht differenzierte basaltische Schmelze.

Stadium 2: Diese bildet im Bereich der Unterkruste eine Magmenkammer und wird dort in 25-30 km Tiefe durch mafische Granulite im Sinne von AFC-Prozessen

kontaminiert und fraktioniert durch Differentiation von Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas und Magnetit. Durch diese Kontamination in Verbindung mit Kristallfraktionierung entwickeln sich höher entwickelte, trachybasaltische Schmelzen. Diese gelangen zum Teil direkt an die Erdoberfläche und bilden einen Großteil der vulkanischen Ströme der Chaîne des Puys.

Ein anderer Teil der trachybasaltischen Schmelze erfährt einen langsamen Aufstieg oder bleibt gänzlich in der Kruste stecken. Dabei erfährt sie weiterhin Fraktionierung und Kontamination. Die hier vorgelegte Modellierung lässt darauf schließen, dass sich in einer Tiefe von ca. 15 km eine weitere Magmakammer gebildet hat, in der die trachybasaltischen Schmelzen weiter fraktionierten und zusätzlich eine Kontamination der metapelitischen Gesteine, die heute im Allier-Tal aufgeschlossen sind, erfolgte. Die Entwicklung von Trachybasalt zu Trachyt mit der berechneten Kontamination umfasst ebenso die trachyandesitische Komponente. Daher kann davon ausgegangen werden, dass die basaltischen Trachyandesite und Trachyandesite eine Zwischenstufe der Magmenentwicklung von Trachybasalt zu Trachyt darstellen. Diese Hypothese wird auch durch die geringe Verbreitung der basaltischen Trachyandesite sowie der Trachyandesite unterstützt.

Die Altersangaben in BOIVIN et al. (2004) unterstützen das hier präsentierte Modell. Allerdings ist keine deutliche Korrelation von zeitlicher Abfolge und Gesteinschemismus zu erkennen. Eine Vorhersage über die weitere Entwicklung in Bezug auf eine Fortsetzung der explosiven, trachytischen Tätigkeiten und dem damit verbundenen Gefährdungspotential kann im Rahmen dieser Arbeit nicht erfolgen. Die vorliegende Arbeit ist jedoch ein Schritt hin zum Verständnis der Bildung und insbesondere der Bildungstiefe der hochentwickelten trachytischen und trachyandesitischen Magmen, die im rezenten Vulkanismus der Chaîne des Puys das höchste Risiko-Potential bieten. Es bleibt weiterhin abzuwarten, ob künftig mit seismischen Methoden Hinweise auf die hier vorgeschlagene Tiefe von zwei Systemen von Magmakammern gefunden werden.

---

## 8 Literaturverzeichnis

- BÄRO, W. (2006): Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopensystematik granitoider Gesteine der Västervik-Region (SE-Schweden). – 124 S.; unveröffentlichte Diplomarbeit Göttingen.
- BLICHERT-TOFT, J., AGRANIER, A., ANDRES, M., KINGSLEY, R., SCHILLING, J.-G. & ALBARÈDE, F. (2005): Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland and ridge-hot spot interaction in the North Atlantic. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6** (1): doi:10.1029/2004GC000788.
- BÖTTCHER, I. (2005): Isotopenuntersuchungen an Leukosomen und Restiten des Turku-Migmatit-Komplexes (Finnland). – 37 S.; unveröffentlichte Diplomarbeit Clausthal-Zellerfeld.
- BOIVIN, P., BESSON, J.C., BRIOT, D., CAMUS, G., DE GOËR, A., GOURGAUD, A., LABAZUY, P., DE LAROUZIÈRE, D., LIVET, M., MERGOIL, J., MIALLIER, D., MOREL, J.M., VERNET, G., VINCENT, P. (2004): *Volcanologie de la Chaîne des Puys, carte et fascicule*, 4<sup>e</sup> édition, Parc Naturel des Volcans d'Auvergne (ed.), 179 S.
- BURG, J.P. & MATTE, P.J. (1978): A cross section through the French massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. – *Zeitung der deutschen geologischen Gesellschaft*, **129**: 429-460.
- CHAPMAN, D.S. & POLLACK, H.N. (1977): Regional geotherms and lithospheric thickness. – *Geology*, **5** (5): 265-268.
- CHAUVEL, C., LEWIN, E., CARPENTER, M., ARNDT, N.T. & MARINI, J.-C. (2008): Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. – *Nature Geoscience* **1**: 64-67.
- CHAUVEL, C. & JAHN, B.-M. (1984): Nd-Sr isotope and REE geochemistry of alkali basalts from the Massif Central, France. – *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **48**: 93-110.
- CHRISTENSEN, N.I. (1982): Seismic velocities. – In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.): *Handbook of physical properties of rocks*, Vol. II; 1-228. Boca Raton (CRC Press).



- CONDOMINES, M. (1991): Dating recent volcanic rocks through  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  disequilibrium in accessory minerals: example of the Puy de Dôme (French Massif Central). – *Geology*, **25** (4): 375-378.
- CONDOMINES, M., MORAND, P., CAMUS, G. & DUTHOU, L. (1982): Chronological and Geochemical Study of Lavas from the Chaîne des Puys, Massif Central, France: Evidence for Crustal Contamination. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81**: 296-303.
- DAUTRIA, J.M., LIOTARD, J.-M. & BRIOT, D. (2004): Particularités de la contamination crustale des phonolites: exemple du Velay oriental (Massif Central). – *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 971-981.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN (2001): Rock-forming minerals – Volume 4A Framework silicates: Feldspars. – 2<sup>nd</sup> ed., 972 S.; London (The geological Society).
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN (1992): An introduction to the rock-forming minerals. – 2<sup>nd</sup> ed., 696 S.; Harlow (Prentice Hall).
- DEPAOLO, D. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractinal crystallization. – *Earth and Planetary Science Letters*, **53**: 189-202.
- DICKIN, A.P. (2005): Radiogenic isotope Geology. – 2<sup>nd</sup> ed., 492 S.; Cambridge (University Press).
- DOSTAL, J., DUPUY, C. & LEYRELOUP, A. (1980): Geochemistry and petrology of meta-igneous granulitic xenoliths in neogene volcanic rocks of the Massif Central, France – Implications for the lower crust. – *Earth and Planetary Science Letters*, **50**: 31-40.
- DOWNES, H., DUPUY, C. & LEYRELOUP, A.F. (1990): Crustal evolution of the Hercynian belt of Western Europe: Evidence from lower-crustal granulitic xenoliths (French Massif Central). – *Chemical Geology*, **83**: 209-231.
- DOWNES, H. & DUTHOU, J.-L. (1988): Isotopic and trace-element arguments for the lower-crustal origin of hercynian granitoids and pre-hercynian orthogneisses, Massif Central (France). – *Chemical Geology*, **68**: 291-308.

- 
- DOWNES, H. (1987): Tertiary and Quaternary volcanism in the Massif Central, France. – In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (eds.): Alkaline Igneous Rocks. – Geological Society Special Publication, **30**: 517-530.
- DOWNES, H. & LEYRELOUP, A. (1986): Granulitic xenoliths from the French Massif Central –petrology, Sr and Nd isotope systematics and model age estimates. – In: DAWSON, J.B., CARSWELL, D.A., HALL, J. & WEDEPOHL, K.H. (eds.): The nature of the Lower Continental Crust: 319-330; Geological Society Special Publications, **24**.
- DOWNES, H. (1984): Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magam series, Cantal, Massif Central, France. – Earth and Planetary Science Letters, **69**: 321-334.
- DUTHOU, J.L., CANTAGREL, J.M., DIDIER, J. & VIALETTE, Y. (1984): Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by  $^{87}\text{Rb}$ – $^{87}\text{Sr}$  system. – Physics of the Earth and Planetary Interiors, **35**: 131-144.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. (1978): Rare earth abundances in chondritic meteorites. – Geochimica and Cosmochimica Acta, **42**: 1199-1212.
- FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. – 2<sup>nd</sup> ed., 589 S.; New York (Wiley & Sons).
- FORESTIER, F.H. (1961-63): Métamorphisme hercynien et anté hercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). – Bulletin Service Carte Geologique de France 271–59: 294S. Paris.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1976): U/Pb Zircon and Rb/Sr whole rock dating of low grade metasediments. Example: Montagne Noire (Southern France). – Contributions to Mineralogy and Petrology, **59**: 13-23.
- GEBRANDE, H. (1984): Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks and rock-forming minerals. – In: LANDOLT-BÖRNSTEIN, New Series, vol. 1b, Physical properties of rocks: 1-96; Berlin (Springer).
- GIRAUD, A., MARCHAND, J., DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1984): Geochemistry of leptyno-amphibolite complex from Haut Allier (French Massif Central). – Lithos, **17**: 203-214.

- 
- GIROD, M. & LÈFEVRE, C. (1972): Nature et origine des „andésites“ et „trachyandésites“ cénozoïques du Massif Central Français. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **36**: 315-328.
- GÖMANN, K. (2001): Das Verhalten von Spurenelementen in tertiären Basaltgläsern im Kontakt zu Evaporiten – Eine Elektronenstrahl-Mikrosonden-Studie. – 102 S., Dissertation Clausthal-Zellerfeld (Papierflieger).
- GOURGAUD, A. & MAURY, R.C. (1984a): Magma Mixing in Alkaline Series: an Example from Sancy Volcano (Mont-Dore, Massif Central, France). – Bulletin of Volcanology, **47-4** (1): 827-847.
- GOURGAUD, A. & CAMUS, G. (1984b): Magma Mixing at La Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France): Role in the Trachyandesites Genesis. – Bulletin of Volcanology, **47-4** (1): 781-805.
- GOWINDARAJU, K. (1994): 1994 compilation of working values and sample description for 383 geostandards. – Geostandard Newsletter, 18 Special Edition: 1-115.
- GREEN, T. (1994): Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later. – Chemical Geology, **117**: 1-36.
- HARMS, I. (2008): Dissertation Clausthal-Zellerfeld, in Vorbereitung.
- HARMS, I. (2005): Petrographische und geochemische Untersuchungen zur Spurenelementverteilung in Karbonatiten des Kaiserstuhls. – 36 S.; unveröffentlichte Diplomarbeit Clausthal-Zellerfeld.
- HART, S.R. & DAVIS, K.E. (1978): Nickel partitioning between Olivine and silicate melt. – Earth and Planetary Science Letters, **40**: 203-219.
- HEINRICHS, H. & HERRMANN, A.H. (1990): Praktikum der analytischen Geochemie. – 669 S., Berlin (Springer).
- HIRN, A. & PERRIER, G. (1974): Deep Seismic Sounding in the Limagne Graben. – Contribution IPG NS, **50**: 329-340.

- 
- KERN, H., JIN, Z., GAO, S., POPP, T. & XU, Z. (2002): Physical properties of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Sulu terrain, eastern central China: implications for the seismic structure at the Donghai (CCSD) drilling site. – *Tectonophysics*, **354**: 315-330.
- KERN, H. & SCHENK, V. (1985): Elastic wave velocities from a lower crustal section in Southern Calabria (Italy). – *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **40**: 147-160.
- KLEINHANN, I.C., KREISSIG, K., KAMBER, B.S., MEISEL, T., NÄGLER, T.F. & KRAMERS, J.D. (2002): Combined Chemical Separation of Lu, Hf, Sm, Nd, and REEs from a Single Rock Digest: Precise and Accurate Isotope Determinations of Lu-Hf and Sm-Nd Using Multicollector-ICPMS. – *Analytical Chemistry*, **74**: 67-73.
- LE BAS, M.J., LE MAÎTRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *Journal of Petrology*, **27**: 745-750.
- LE MAÎTRE, R.W. (Ed.) (2002): *Igneous rocks – A classification and glossary of terms*. – 2<sup>nd</sup> ed., 236 S.; Cambridge (University Press).
- LE MAÎTRE, R.W. (1979): A new generalized petrological mixing model. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**: 133-137.
- LEYRELOUP, A., DUPUY, C. & ANDRIAMBOLOLONA, R. (1977): Catazonal Xenoliths in French Neogene Volcanic Rocks: Constitution of the Lower Crust. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **62**: 283-300.
- LUCAZEAU, F., VASSEUR, G. & BAYER, R. (1984): Interpretation of heat flow data in the French Massif Central. – *Tectonophysics*, **103**: 99-119.
- MAURY, R.C., BROUSSE, R., VILLEMANT, B., JORON, J.-L., JAFFREZIC, H. & TREUIL, M. (1980): Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France) I. – *Bulletin Minéralogie*, **103**: 250-266.
- MCDONOUGH, W.F. & SUN, S. (1995): The composition of the Earth. – *Chemical Geology*, **120**: 223-253.

- MENGEL, K. (1992): Evidence from xenoliths for the composition of the lithosphere. – In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, S. (Ed.): A continent revealed – The European Geotraverse; 91-102.
- MENGEL, K., SACHS, P.M., STOSCH, H.G., WÖRNER, G. & LOOCK, G. (1991): Crustal xenoliths from Cenozoic volcanic fields of West Germany: Implications for structure and composition of the continental crust. – *Tectonophysics*, **195**: 271-289.
- MENZIES, M.A., LEEMAN, W.P. & HAWKESWORTH, C.J. (1983): Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA. – *Nature*, **303**: 205-209.
- MIALLIER, D., MICHON, L., ÉVIN, J., PILLEYRE, T., SANZELLE, S. & VERNET, G. (2004a): Volcans de la chaîne des Puys (Massif Central, France): point sur la chronologie Vassetou-Chopine. – *Comptes Rendus Geosciences*, **336**: 1345-1353.
- MIALLIER, D., CONDOMINES, M., PILLEYRE, T., SANZELLE, S. & GUITTET, J. (2004b): Concordant thermoluminescence and <sup>238</sup>U-<sup>230</sup>Th ages for a trachytic dome (Grand Sarcoui) from the Chaîne des Puys (French Massif Central). – *Quaternary Science Reviews*, **23**: 709-715.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. – *Chemical Geology*, **77**: 19-26.
- MÜNCKER, C., WEYER, S., SCHERER, E. & MEZGER, K. (2001): Separation of high field strength elements (Nb, Ta, Zr, Hf) and Lu from rock samples for MC-ICPMS measurements. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **2**: 2001GC000183.z.
- PERRIER, G. & RUEGG, J.C. (1973): Structure profonde du Massif Central français. – *Annales de Géophysique*, **29** (4): 435-502.
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAT, C. (1993): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. – 2. Aufl., 233 S.; Stuttgart (Enke).
- PIROMALLO, C., GASPERINI, D., MACERA, P. & FACCENNA, C. (2008): A late Cretaceous contamination episode of the European-Mediterranean mantle. – *Earth and Planetary Science Letters*, **268**: 15-27.
- POLLACK, H.N., CHAPMAN, D.S. (1977): On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. – *Tectonophysics* **38** (3-4): 279-296.

- PROHL, H.-J. (1996): Röntgenfluoreszenz-Untersuchung an internationalen geowissenschaftlichen Referenzproben mit Hilfe einer neu erstellten kalibration. – Unveröffentlichte Diplomarbeit Clausthal-Zellerfeld.
- PUNTURO, R., KERN, H., CIRRINCIONE, R., MAZZOLENI, P. & PEZZINO, A. (2005): P- and S-Wave velocities and densities in silicate and calcite rocks from the Peloritani Mountains, Sicily (Italy): The effect of pressure, temperature and the direction of wave propagation. – *Tectonophysics*, **409**: 55-72.
- RACZEK, I., JOCHUM, K.P. and HOFMANN, A.W. (2003): Neodymium and Strontium isotope date for USGS reference materials BCR-1, BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, AGV-1, AGV-2, GSP-1, GSP-2, and eight MPI-DING reference glasses. *Geostandards Newsletter*, **27**: 173-179.
- RAUSCHER, K., VOIGT, J., WILKE, I. & WILKE, K.-T. (2000): Chemische Tabellen und Rechentafeln für die analytische Praxis. – 320 S.; Frankfurt (Harri Deutsch).
- RICHARD, P., SHIMUZU, N. & ALLÈGRE, C.J. (1975):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , a natural tracer: an application to oceanic basalts. – *Earth and Planetary Science Letters*, **31**: 269-278.
- ROSSEEL, J.-B. (1996): Synthèse chrono-magmatologique de la Chaîne des Puys. D.E.A., Université Blaise Pascal – Clermont II, 50 S.
- SACHS, P.M. (1988): Untersuchungen zum Stoffbestand der tieferen Lithosphäre an Xenolithen südwestdeutscher Vulkane. – 249 S.; Dissertation Stuttgart.
- STETTLER, A. & ALLÈGRE, C.J. (1979):  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  constraints on the genesis and evolution of the cantal continental volcanic system (France). – *Earth and Planetary Science Letters*, **44**: 269-278.
- SUMINO, Y. & ANDERSON, O.L. (1984): Elastic constants of Minerals – In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.): *Handbook of physical properties of rocks*, Vol. III; 39-138. Boca Raton (CRC Press).
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution. – 311 S.; Oxford (Blackwell).
- ULFBECK, D., BAKER, J., WRIGHT, T. & KROGSTAD, E. (2003): Rapid sample digestion by fusion and chemical separation of Hf for isotopic analysis by MC-ICPMS. – *Talanta*, **59**: 365-373.

- VASSEUR, G. (1982): Synthèse des résultats du flux géothermique en France. – *Annales de Géophysique*, **38**: 189-201.
- VERNET, G. & RAYNAL, J.-P. (2000): Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France). – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **330**, (6): 399-405.
- VERVOORT, J.D., PATCHETT, P.J., ALBARÈDE, F., Blichert-Toft, J., RUDNICK, R. & DOWNES, H. (2000): Hf-Nd isotopic evolution of the lower crust. – *Earth and Planetary Science Letters*, **181**: 115-129.
- VILLEMANT, B., JAFFREZIC, H., JORON, J.-L. & TREUIL, M. (1981): Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). – *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **45**: 1997-2016.
- VILLEMANT, B., JORON, J.-L., JAFFREZIC, H., TREUIL, M., MAURY, R. & BROUSSE, R. (1980): Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France) II. – *Bulletin Minéralogie*, **103**: 267-286.
- WALTER, R. (2007): *Geologie von Mitteleuropa*. – 7. Aufl., 511 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WEDEPOHL, K.H., GOHN, E. & HARTMANN, G. (1994): Cenozoic alkali basaltic magmas of western Germany and their products of differentiation. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **115**: 253-278.
- WEIS, D., KIEFFER, B., HANANO, D., NOBRE SILVA, I., BARLING, J., PRETORIUS, W., MAERSCHALK, C. & MATTIELLI, N. (2007): Hf isotope compositions of U.S. Geological Survey reference materials. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8** (6): doi:10.1029/2006GC001473.
- WERLING, F. & ALTHERR, R. (1997): Thermal evolution of the lithosphere beneath the French Massif Central as deduced from geothermobarometry on mantle xenoliths. – *Tectonophysics*, **275** (1-3): 119-141.
- WILSON, M., DOWNES, H. & CEBRIA, J.-M. (1995): Contrasting Fractionation Trends in Coexisting Continental Alkaline Magma Series; Cantal, Massif Central, France. – *Journal of Petrology*, **36** (6): 1729-1753.



- 
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrology – A global tectonic approach*. – 466 S.; London (Chapman & Hall).
- WILSON, M. & DOWNES, H. (1991): Tertiary–Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe. – *Journal of Petrology*, **32** (4): 811-849.
- WOODLAND, A.B. & JUGO, P.J. (2007): A complex magmatic system beneath the Devès volcanic field, Massif Central, France: evidence from clinopyroxene megacrysts. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **153**: 719-731.
- ZEYEN, H., NOVAK, O., LANDES, M., PRODEHL, C., DRIAD, L. & HIRN, A. (1997): Refraction-seismic investigations of the northern Massif Central (France). – *Tectonophysics*, **275**: 99-117.



## Anhang

## Tabellenverzeichnis

Tab. A1: Geographische Lage der Aufschlüsse.....	I
Tab. A2: Nachweisgrenzen für Haupt- und Spurenelementanalysen.....	III
Tab. A3: Parameter der einzelnen Messprogramme an der Mikrosonde.....	IV
Tab. A4: Reproduzierbarkeit und Genauigkeit der RFA-Analysen (TUC Si-B).....	V
Tab. A5: Reproduzierbarkeit der ICP-MS Analysen.....	V
Tab. A6: Genauigkeit der ICP-MS Analysen.....	VI
Tab. A7: Genauigkeit und Reproduzierbarkeit der Hf-Trennung.....	VII
Tab. A8: Genauigkeit der Sr- und Nd-Isotopenanalysen.....	VIII
Tab. A9: Externe Reproduzierbarkeit der Nd- und Sr-Isotopenanalysen.....	VIII
Tab. A10: Gesamtgesteinsanalysen der Vulkanite.....	IX
Tab. A11: CIPW-Kalkulationen der vulkanischen Gesteine.....	XVIII
Tab. A12: Gesamtgesteinsanalysen der Xenolithe aus Bournac.....	XX
Tab. A13: Gesamtgesteinsanalysen der Gesteine des Allier-Tals und der westlichen Limagne-Grabenschulter.....	XXIII
Tab. A14: Modalbestand der Krustengesteine und kalkulierte p-Wellen- Geschwindigkeiten.....	XXIV
Tab. A15: Ergebnisse der Sr-, Nd- und Hf-Isotopenanalysen.....	XXV
Tab. A16: EMPA-Analysen Biotite.....	XXVI
Tab. A17: EMPA-Analysen Kalifeldspäte.....	XXVII
Tab. A18: EMPA-Analysen Plagioklase.....	XXVIII
Tab. A19: EMPA-Analysen Klinopyroxene.....	XXXI
Tab. A20: EMPA-Analysen Orthopyroxene.....	XXXII
Tab. A21: EMPA-Analysen Amphibole.....	XXXIII
Tab. A22: EMPA-Analyse Cordierit.....	XXXIII
Tab. A23: EMPA-Analyse Silimanit.....	XXXIII
Tab. A24: EMPA-Analysen Granate.....	XXXIV
Tab. A25: EMPA-Analysen Ilmenite.....	XXXIV

Tab. A1: Geographische Lage der Aufschlüsse und Zeitpunkt der Probenahme.

Datum	Aufschluss	Hochwert [N]	Rechtswert [E]	Probe
02.06.2006	02	44°59'03.9"	4°05'23.7"	XBo
03.06.2006	01	45°45'56.3"	3°01'57.6"	Vcp 06-001
	02	45°46'33.8"	3°01'25.8"	Vcp 06-002A
				Vcp 06-002B
	03	45°48'45.0"	2°59'1.1"	Vcp 06-003A
				Vcp 06-003B
	04	45°48'18.6"	2°59'10.7"	Vcp 06-004
	05	45°48'21.3"	2°55'55.7"	Vcp 06-005
	06	45°49'11.2"	2°55'44.2"	Vcp 06-006
	07	45°49'36.5"	2°57'15.7"	Vcp 06-007A
				Vcp 06-007B
	08	45°49'56.4"	2°59'48.9"	Vcp 06-008
04.06.2006	01	45°49'38.9"	3°03'40.7"	Vcp 06-009
	02	45°50'06.1"	3°02'46.8"	Vcp 06-010
	03	45°52'17.2"	3°03'29.8"	Vcp 06-011
	04	45°52'19.4"	3°01'56.5"	Vcp 06-012
	06	45°52'32.5"	2°59'57.7"	Vcp 06-013
	09	45°53'57.8"	2°57'22.5"	Vcp 06-014
	11	45°53'26.0"	2°57'02.5"	Vcp 06-015
	12	45°52'56.6"	2°57'04.2"	Vcp 06-016
05.06.2006	01	45°45'24.5"	3°03'16.1"	Vcp 06-017
	02	45°44'58.4"	3°03'45.0"	Vcp 06-018
	03	45°41'41.1"	3°06'17.6"	Vcp 06-019
	04	45°42'10.1"	3°00'19.9"	Vcp 06-020
	05	45°42'02.8"	3°00'02.8"	Vcp 06-021
	06	45°42'38.4"	3°00'00.2"	Vcp 06-022
	07	45°41'27.8"	2°59'12.2"	Vcp 06-023
	08	45°41'10.0"	2°56'27.6"	Vcp 06-024A
				Vcp 06-024B
				Vcp 06-024C
	09	45°40'49.3"	2°56'11.0"	Vcp 06-025
	10	45°40'59.9"	2°56'12.5"	Vcp 06-026
	11	45°40'21.6"	2°56'33.0"	Vcp 06-027
	12	45°39'59.3"	2°56'29.7"	Vcp 06-028
	13	45°39'26.0"	2°57'44.7"	Vcp 06-029A
				Vcp 06-029B
	14	45°39'35.7"	2°57'53.5"	Vcp 06-030
	15	45°40'10.4"	2°57'49.2"	Vcp 06-031
	16	45°39'36.8"	3°04'34.9"	Vcp 06-032
06.06.2006	01	45°49'10.8"	2°56'29.4"	Vcp 06-033
	02	45°49'44.2"	2°55'40.3"	Vcp 06-034
	03	45°51'17.0"	2°55'43.0"	Vcp 06-035
	04	45°49'46.7"	2°53'55.7"	Vcp 06-036
	05	45°47'41.9"	2°54'39.0"	Vcp 06-037
	06	45°47'15.8"	2°53'08.5"	Vcp 06-038
	07	45°46'05.7"	2°53'24.5"	Vcp 06-039
	08	45°46'11.7"	2°54'33.3"	Vcp 06-040
	10	45°45'55.3"	2°55'47.4"	Vcp 06-042

Tab. A1: Fortsetzung.

Datum	Aufschluss	Hochwert [N]	Rechtswert [E]	Probe
06.06.2006	11	45°45'47.5"	2°57'23.8"	Vcp 06-043
	12	45°46'17.2"	2°57'36.0"	Vcp 06-044
				Vcp 06-045
	12	45°46'18.4"	2°57'41.0"	Vcp 06-046
	12	45°46'28.6"	2°57'52.5"	Vcp 06-047
07.06.2006	01	45°46'07.0"	2°59'07.0"	Vcp 06-048
	02	45°45'06.3"	2°58'37.7"	Vcp 06-049
	03	45°44'53.7"	2°54'59.6"	Vcp 06-050
	04	45°44'06.6"	2°54'00.8"	Vcp 06-051
	05	45°43'56.9"	2°54'25.3"	Vcp 06-052
	06	45°43'49.6"	2°54'50.7"	Vcp 06-053
	07	45°42'56.1"	2°55'13.1"	Vcp 06-054
	08	45°42'58.9"	2°55'00.0"	Vcp 06-055
	09	45°43'42.6"	2°52'49.6"	Vcp 06-056
	10	45°43'33.0"	2°55'12.4"	Vcp 06-057
08.06.2006	01	45°47'20.9"	2°57'40.0"	Vcp 06-058
	02	45°47'38.1"	2°57'32.1"	Vcp 06-059
01.09.2007	01	45°15'43.4"	3°24'36.5"	Kal 07-1
	02	45°13'06.6"	3°23'49.6"	Kal 07-2
	03	45°10'49.3"	3°23'15.4"	Kal 07-3
				Kal 07-4
	04	45°12'59.0"	3°23'55.1"	Kal 07-5
02.09.2007	06	45°42'24.5"	3°02'09.6"	Kcp 07-1
	07	45°44'42.1"	3°00'24.4"	Kcp 07-2
	08	45°52'54.2"	3°01'02.6"	Kcp 07-3
	09	45°54'26.0"	2°57'39.4"	Xcp 07-1

Tab. A2: Nachweisgrenzen für Haupt- und Spurenelementanalysen. RFA-Daten sind langjährige Erfahrungswerte am IELF.

		RFA (Schmelztabletten)	ICP-MS	INAA
		Nachweisgrenze [ppm]	Nachweisgrenze im Gestein [ppm]	Nachweisgrenze [ppm]
SiO <sub>2</sub>	RFA	400		
TiO <sub>2</sub>	RFA	100		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	RFA	400		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	RFA	50		
MnO	RFA	50		
MgO	RFA	500		
CaO	RFA	100		
Na <sub>2</sub> O	RFA	700		
K <sub>2</sub> O	RFA	150		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	RFA	300		
Summe				
Li	ICP-MS		1.66	
V	RFA	10		
Cr	RFA	10		
Co	RFA	10		
Ni	RFA	10		
Cu	RFA	10		
Zn	RFA	10		
Ga	RFA	40		
Rb	ICP-MS		0.67	
Sr	RFA	5		
Y	ICP-MS		0.087	
Zr	RFA	5		
Nb	ICP-MS		0.66	
Cs	ICP-MS		0.020	
Ba	RFA	10		
La	ICP-MS		0.36	
Ce	ICP-MS		0.68	
Pr	ICP-MS		0.071	
Nd	ICP-MS		0.24	
Sm	ICP-MS		0.059	
Eu	ICP-MS		0.019	
Gd	ICP-MS		0.030	
Tb	ICP-MS		0.0047	
Dy	ICP-MS		0.027	
Ho	ICP-MS		0.0049	
Er	ICP-MS		0.018	
Tm	ICP-MS		0.0045	
Yb	ICP-MS		0.021	
Lu	ICP-MS		0.0042	
Hf	ICP-MS		0.087	
Hf	INAA			0.2
Ta	ICP-MS		0.066	
Pb	ICP-MS		0.94	
Th	ICP-MS		0.092	
U	ICP-MS		0.048	

Tab. A3: Parameter der einzelnen Messprogramme an der Mikrosonde (alle 15 kV; 20 nA).

Biotit					
Standard		bkg (-/+)	peak time	kristall	Linie
Na	Krs	500	14	TAP	Ka1
Mg	Krs	1000	16	TAP	Ka1
Al	K-Fsp	800	16	TAP	Ka1
K	K-Fsp	600	18	PET	Ka1
Ti	Krs	800	24	PET	Ka1
Mn	Alm	500	24	LLIF	Ka1
Fe	Krs	500	22	LLIF	Ka1
Si	K-Fsp	800/600	16	TAP	Ka1
Ca	Krs	500	18	PET	Ka1

Plagioklas					
Standard		bkg (-/+)	peak time	kristall	Linie
Na	Ab	500	12	TAP	Ka1
Mg	Krs	1000	16	TAP	Ka1
Al	1Andesin	800	18	TAP	Ka1
K	1Andesin	600	20	PET	Ka1
Ti	Krs	800	22	PET	Ka1
Mn	Alm	500	22	LLIF	Ka1
Fe	Krs	500	18	LLIF	Ka1
Si	Krs	800/600	14	TAP	Ka1
Ca	Krs	500	18	PET	Ka1
Ba	BaSo4	500/600	24	LLIF	La1
Sr	SrSO4	500	24	PET	La1

Hornblende					
Standard		bkg (-/+)	peak time	kristall	Linie
Na	Krs	600	14	TAP	Ka1
Mg	Krs	1000	14	TAP	Ka1
Al	Krs	800	18	TAP	Ka1
Ti	Krs	800	24	PET	Ka1
Mn	Alm	500	20	LLIF	Ka1
Fe	Krs	500	18	LLIF	Ka1
Si	Krs	800/600	14	TAP	Ka1
Ca	Krs	600	16	PET	Ka1
Cr	Cr2O3	600/800	30	LLIF	Ka1

Titanit					
Standard		bkg (-/+)	peak time	kristall	Linie
Na	Ab	1750/1200	20	TAP	Ka1
Mg	Diop	400	20	TAP	Ka1
Al	K-Fsp	400/350	20	TAP	Ka1
Ti	TiO2	500	30	LLIF	Ka1
Fe	Alm	500	20	LLIF	Ka1
Si	Ab	500	20	TAP	Ka1
Ca	Apa	500	20	PET	Ka1
F	SrF2	428/193	30	TAP	Ka1

Granat					
Standard		bkg (-/+)	peak time	kristall	Linie
K-Fsp		600	14	TAP	Ka1
Alm		600/800	16	TAP	Ka1
Alm		800/600	16	TAP	Ka1
Krs		600	22	PET	Ka1
Krs		800	20	PET	Ka1
Alm		500	20	LLIF	Ka1
Krs		500	16	LLIF	Ka1
Krs		800/600	16	TAP	Ka1
Alm		600	18	PET	Ka1

Kalifeldspat					
Standard		bkg (-/+)	peak time	kristall	Linie
Krs		500	14	TAP	Ka1
Krs		1000	16	TAP	Ka1
K-Fsp		800	16	TAP	Ka1
K-Fsp		600	18	PET	Ka1
Krs		800	22	PET	Ka1
Alm		500	18	LLIF	Ka1
Krs		500	16	LLIF	Ka1
K-Fsp		800/600	14	LLIF	Ka1
Krs		500	18	PET	Ka1
BaSo4		400/500	26	LLIF	La1
SrSO4		500	24	TAP	La1

Al <sub>2</sub> SiO <sub>5</sub>					
Standard		bkg (-/+)	peak time	kristall	Linie
Krs		1000	14	TAP	Ka1
Krs		800	18	TAP	Ka1
Krs		800	24	PET	Ka1
Alm		500	20	LLIF	Ka1
Krs		500	18	LLIF	Ka1
Krs		800/600	14	TAP	Ka1



Tab. A4: Reproduzierbarkeit und Genauigkeit der RFA-Analysen anhand des hausinternen Standards TUC Si-B.

	Messwert n=7		Referenz IELF		rel. Abw. zur Ref.
	x	s	x	s	
SiO <sub>2</sub>	49.16	0.13	48.69	0.34	1.0
TiO <sub>2</sub>	2.32	0.01	2.36	0.05	-1.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.07	0.04	13.50	0.13	-3.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.15	0.06	11.15	0.16	0.0
MnO	0.17	0.00	0.18	0.02	-6.6
MgO	8.28	0.05	8.17	0.08	1.3
CaO	8.46	0.02	8.32	0.06	1.6
Na <sub>2</sub> O	3.95	0.16	3.95	0.22	-0.1
K <sub>2</sub> O	1.76	0.01	1.78	0.03	-1.0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.52	0.02	0.52	0.01	-0.7
Summe	98.83		98.62		0.2
V	216	5	186	31	16.0
Cr	236	4	266	20	-11.3
Co	40	2	45	11	-11.7
Ni	167	3	186	12	-10.1
Cu	21	1	34	3	-39.5
Zn	107	2	124	7	-13.9
Ga	16	3	18	5	-9.5
Sr	764	6	846	22	-9.7
Zr	193	2	204	7	-5.1
Ba	698	7	630	23	10.9

Tab. A5: Reproduzierbarkeit der ICP-MS Analysen. Mittelwert von 5 Mehrfachbestimmungen aus 12 Einzelwerten basaltischer Proben [AOB (4), BCR-1 (2), BHVO-1 (2), Vcp 06-026 (2) und Vcp 06-057 (2)].

	n=5		
	x	s	%
Li	8.3	0.89	10.8
Rb	38.7	2.32	6.0
Y	27.1	0.84	3.1
Nb	44.0	3.69	8.4
Cs	0.6	0.03	5.1
La	36.6	1.98	5.4
Ce	73.6	3.66	5.0
Pr	8.8	0.32	3.7
Nd	35.9	1.45	4.0
Sm	7.5	0.25	3.4
Eu	2.2	0.10	4.5
Gd	6.8	0.83	12.2
Tb	1.0	0.05	5.6
Dy	5.7	0.21	3.6
Ho	1.1	0.04	3.2
Er	2.9	0.09	3.1
Tm	0.4	0.01	2.7
Yb	2.4	0.05	2.3
Lu	0.3	0.01	2.1
Hf	4.8	0.16	3.4
Ta	2.5	0.16	6.4
Pb	5.2	0.26	4.9
Th	4.5	0.23	5.1
U	1.3	0.06	4.9

Tab. A6: Genauigkeit der ICP-MS Analysen. Referenzwerte der internationalen Standards aus USGS Datenblättern und GOVINDARAJU (1994). Unterstrichene Daten sind Informationswerte.

	G2					BCR-1					BHVO-1				
	Messwerte n=3		Referenz		rel. Abw. zur Ref.	Messwerte n=2		Referenz		rel. Abw. zur Ref.	Messwerte n=3		Referenz		rel. Abw. zur Ref.
	x	s	x	s		x	s	x			x	s	x	s	
Li	32	0.2	34	4	-6.1	13	1.0	12.9	3.9		5	0.1	4.6	1.5	3.0
Rb	177.11	3.55	170	3	4.2	50.62	2.26	47.2	7.2		10.41	0.02	11	2	-5.4
Y	9.59	0.10	11	2	-12.8	34.93	0.85	38	-8.1		26.52	0.15	28	2	-5.3
Nb	12.33	0.42	<u>12</u>			11.93	0.48	14	-14.8		17.77	0.14	19		-6.4
Cs	1.35	0.03	1.34	0.16	1.1	0.97	0.00	0.96	0.9		0.10	0.00	0.13	0.06	-26.4
La	92.85	1.74	89	8	4.3	26.40	0.08	24.9	6.0		16.69	0.03	16	1	4.3
Ce	169.99	4.60	160	10	6.2	55.50	1.09	53.7	3.4		40.07	0.11	39	4	2.7
Pr	17.04	0.38	<u>18</u>			7.05	0.04	6.8	3.7		5.69	0.04	5.7		-0.1
Nd	55.56	1.87	55	6	1.0	29.93	0.02	28.8	3.9		26.20	0.01	25	2	4.8
Sm	7.46	0.18	7.2	0.7	3.6	6.87	0.10	6.59	4.2		6.59	0.02	6.2	0.3	6.3
Eu	1.43	0.07	1.4	0.12	2.2	1.97	0.02	1.95	1.0		2.13	0.01	2.06	0.08	3.5
Gd	4.39	0.11	<u>4.3</u>			7.51	0.25	6.68	12.5		7.10	0.02	6.4		10.9
Tb	0.47	0.02	<u>0.48</u>			1.06	0.00	1.05	0.9		1.01	0.02	0.96		5.3
Dy	2.25	0.03	2.4	0.3	-6.2	6.68	0.18	6.34	5.3		5.74	0.03	5.2	0.3	10.3
Ho	0.37	0.00	<u>0.4</u>			1.35	0.07	1.26	6.8		1.05	0.01	<u>0.99</u>		
Er	0.92	0.03	<u>0.92</u>			3.77	0.06	3.63	3.8		2.68	0.01	2.4		10.9
Tm	0.12	0.00	<u>0.18</u>			0.54	0.01	0.56	-3.0		0.35	0.00	0.33		6.4
Yb	0.81	0.01	0.8	0.2	0.6	3.47	0.05	3.38	2.5		2.13	0.05	2	0.2	6.3
Lu	0.10	0.00	<u>0.11</u>			0.51	0.01	0.51	0.2		0.30	0.00	0.291		1.9
Hf	4.57	0.35	7.9	0.7	-42.1	5.01	0.13	4.95	1.1		4.62	0.02	4.4	0.2	4.9
Ta	0.83	0.10	0.88		-5.2	0.73	0.02	0.81	-9.9		1.08	0.00	1.23		-12.1
Pb	30.84	0.28	30	4	2.8	13.91	0.42	13.6	2.3		2.26	0.30	2.6	0.2	-13.0
Th	23.11	0.65	25	2	-7.6	5.60	0.25	5.98	-6.3		1.13	0.02	1.1		2.6
U	2.60	0.43	2.07		25.5	1.74	0.04	1.75	-0.5		0.43	0.00	0.42		2.0

Tab. A7: Genauigkeit und Reproduzierbarkeit der Hf-Trennung anhand internationaler Standards und des hausinternen Standards TUC Si-B. Referenzwerte aus WEIS et al. (2007). Mit \* markierte Werte aus HARMS (2008). ^-Markierung bezeichnet auf AMES korrigierte Werte. Details dazu im Text (Kapitel 3.3.6).

	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 SE	Referenz
BHVO-1	0.283089	11	*
BHVO-1	0.283093	9	*
BHVO-1	0.283096	6	*
BHVO-1	0.283094	7	
BHVO-1	0.283104	6	
BHVO-1	0.283110	21	* ^
x	0.283098		0.283106
2 s	0.000016		0.000012
BCR-1	0.282854	6	
BCR-1	0.282870	18	^
x	0.282862		0.282875
2 s	0.000022		0.000008
G2	0.282510	6	
G2	0.282516	8	
G2	0.282516	6	
x	0.282514		0.282523
2 s	0.000008		0.000006
TUC Si-B	0.282814	8	
TUC Si-B	0.282810	6	*
TUC Si-B	0.282816	11	*
TUC Si-B	0.282809	7	
TUC Si-B	0.282804	6	
TUC Si-B	0.282801	8	
TUC Si-B	0.282804	10	* ^
TUC Si-B	0.282818	24	* ^
x	0.282810		
2 s	0.000012		
2 s gesamt	0.000014		

Tab. A8: Genauigkeit der Sr- und Nd-Isotopenanalysen. Referenzwerte aus RACZEK et al. (2003).

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2SE	Referenz
BHVO-1	0.703484	0.000003	
BHVO-1	0.703536	0.000016	
BHVO 1	0.703431	0.000006	
BHVO 1	0.703540	0.000011	
x	0.703498		0.703436
2s	0.000089		

	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE	
BHVO-1	0.512982	0.000004	
BHVO-1	0.512985	0.000008	
BHVO 1	0.512944	0.000005	
BHVO 1	0.512916	0.000006	
x	0.512957		0.512957
2s	0.000057		

Tab. A9: Externe Reproduzierbarkeit der Nd- und Sr-Isotopenanalysen (nach SCHOENBERG).

	x	2s
NBS 987		
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [fc]	0.710253	0.000088
n=78		
Nd inhouse		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [fc]	0.511803	0.000034
n=94		

Tab. A10: Gesamtgesteinsanalysen der Vulkanite. LOI anhand des  $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnisses (aus TAS nach MIDDLEMOST 1989) geändert. Fettgedruckte Hf-Werte mit INAA analysiert.

	Vcp 06-038	Vcp 06-050	Vcp 06-019	Vcp 06-024A	Vcp 06-024B	Vcp 06-024C	Vcp 06-025
$\text{SiO}_2$	47.9	42.9	44.5	45.6	45.7	46.2	45.6
$\text{TiO}_2$	2.39	3.56	2.71	2.55	2.58	2.50	2.66
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16.3	14.5	14.6	15.0	15.1	15.2	15.0
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ tot	11.81	12.72	13.24	12.79	12.94	12.32	12.88
MnO	0.20	0.18	0.19	0.18	0.18	0.16	0.18
MgO	4.76	6.41	7.31	7.27	7.09	7.13	7.33
CaO	8.10	11.20	11.05	10.64	10.57	10.60	10.90
$\text{Na}_2\text{O}$	4.76	3.57	3.14	2.88	3.29	3.05	3.20
$\text{K}_2\text{O}$	2.20	2.14	1.59	1.32	1.40	1.37	1.59
$\text{P}_2\text{O}_5$	0.90	0.79	0.51	0.52	0.55	0.53	0.52
LOI *	0.37	1.14	0.44	1.63	0.91	1.33	1.03
Summe	99.7	99.1	99.2	100.4	100.3	100.4	100.9
Li	9	7	5	5	6	4	5
V	249	391	358	326	331	314	345
Cr	15	123	134	138	124	129	134
Co	27	32	41	41	36	39	40
Ni	13	55	73	64	69	77	87
Cu	11	20	22	47	31	14	41
Zn	104	88	89	89	91	81	85
Ga	17	18	17	22	20	21	18
Rb	63	60	44	30	28	51	34
Sr	808	753	570	564	580	572	589
Y	33.2	29.2	26.3	24.6	24.3	25.0	24.5
Zr	296	258	178	183	187	180	182
Nb	63	85	70	62	37	61	58
Cs	0.8	0.7	0.5	0.4	0.5	0.5	0.5
Ba	794	722	567	535	575	557	579
La	72	59	47	44	43	44	40
Ce	137	121	91	84	83	86	79
Pr	15.4	14.5	10.6	9.9	9.7	10.0	9.5
Nd	58	57	41	38	38	39	37
Sm	10.2	10.4	8.0	7.2	7.3	7.4	7.1
Eu	2.92	2.95	2.29	2.10	2.13	2.14	2.06
Gd	8.0	8.7	7.1	6.5	6.8	6.8	6.5
Tb	1.16	1.16	0.99	0.92	0.93	0.95	0.91
Dy	6.7	6.4	5.7	5.4	5.4	5.4	5.2
Ho	1.30	1.15	1.07	0.97	1.02	1.00	1.00
Er	3.40	2.84	2.85	2.63	2.64	2.55	2.59
Tm	0.46	0.38	0.37	0.34	0.35	0.35	0.36
Yb	2.84	2.25	2.27	2.14	2.19	2.17	2.22
Lu	0.42	0.33	0.32	0.32	0.32	0.31	0.33
Hf	6.8	7.0	4.9	4.8	4.2	4.8	4.5
Ta	2.9	5.3	4.1	3.8	1.4	3.7	3.4
Pb	5	3	3	4	3	2	2
Th	8.0	6.1	4.8	4.7	4.3	4.6	4.4
U	2.23	1.81	1.34	1.42	1.36	1.33	1.27
Mg#	0.53	0.56	0.58	0.58	0.58	0.59	0.58
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2

Tab. A10: Fortsetzung.

	Vcp 06-026	Vcp 06-027	Vcp 06-028	Vcp 06-057	Vcp 06-001	Vcp 06-005	Vcp 06-006	Vcp 06-008
SiO <sub>2</sub>	45.3	45.6	45.7	44.5	48.0	49.6	48.7	49.1
TiO <sub>2</sub>	2.67	2.53	2.54	2.74	2.26	2.19	2.17	2.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.8	14.5	14.6	14.9	16.6	16.9	17.3	17.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	12.92	12.70	12.58	13.19	11.87	10.06	11.67	10.67
MnO	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19	0.19
MgO	7.36	7.85	7.55	6.97	5.30	4.37	3.96	4.00
CaO	11.06	10.73	10.80	10.94	9.09	7.84	7.81	7.61
Na <sub>2</sub> O	3.32	2.88	3.10	3.32	4.06	3.77	3.76	3.64
K <sub>2</sub> O	1.41	1.38	1.49	1.55	1.86	2.23	2.04	2.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.50	0.50	0.48	0.54	0.74	0.80	0.69	0.60
LOI *	1.05	1.35	0.70	0.71	0.42	0.70	1.43	0.98
Summe	100.5	100.1	99.7	99.5	100.3	98.7	99.7	98.8
Li	6	6	6	6	9	8	8	7
V	348	314	319	356	267	210	226	213
Cr	139	198	197	111	28	27	< LLD	9
Co	41	43	40	40	31	25	27	23
Ni	71	98	93	82	26	38	6	9
Cu	45	46	37	32	12	4	6	< LLD
Zn	87	86	86	84	95	94	95	94
Ga	17	17	15	11	18	18	18	22
Rb	42	42	45	44	55	54	54	47
Sr	567	559	544	582	684	773	746	727
Y	26.5	24.1	23.6	26.0	28.5	30.1	26.9	28.8
Zr	187	173	177	180	237	287	253	254
Nb	60	61	67	68	78	88	77	69
Cs	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.2
Ba	579	557	543	595	688	784	694	715
La	44	41	42	46	60	66	59	57
Ce	86	79	81	90	113	125	111	109
Pr	10.1	9.4	9.2	10.1	12.3	13.9	12.2	12.3
Nd	39	37	37	41	47	53	47	47
Sm	7.7	7.4	7.0	7.8	8.6	9.3	8.3	8.4
Eu	2.25	2.14	2.13	2.34	2.52	2.62	2.35	2.40
Gd	6.2	6.9	6.8	6.3	6.8	7.8	7.0	7.4
Tb	0.94	0.92	0.88	0.93	0.99	1.06	0.95	0.99
Dy	5.5	5.4	5.2	5.5	5.8	6.1	5.5	5.8
Ho	1.08	1.02	0.95	1.04	1.14	1.14	1.03	1.11
Er	2.80	2.65	2.48	2.86	3.09	3.18	2.89	3.08
Tm	0.38	0.37	0.35	0.39	0.43	0.44	0.41	0.43
Yb	2.34	2.16	2.07	2.33	2.64	2.81	2.51	2.67
Lu	0.33	0.30	0.30	0.33	0.38	0.41	0.36	0.39
Hf	4.9	4.7	4.7	4.8	5.8	6.8	6.2	6.0
Ta	3.5	3.7	3.8	3.9	4.4	4.9	4.4	3.3
Pb	3	2	3	2	5	5	5	5
Th	4.8	4.5	4.6	5.1	6.6	7.8	7.0	6.9
U	1.36	1.36	1.30	1.44	1.81	2.09	1.93	1.76
Mg#	0.59	0.60	0.60	0.57	0.56	0.55	0.49	0.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3

Tab. A10: Fortsetzung.

	Vcp 06-009	Vcp 06-011	Vcp 06-013	Vcp 06-015	Vcp 06-016	Vcp 06-017	Vcp 06-022	Vcp 06-023
SiO <sub>2</sub>	47.4	46.6	47.0	49.3	46.6	48.7	49.0	47.3
TiO <sub>2</sub>	2.26	2.47	2.37	2.08	2.43	2.20	2.16	2.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.6	15.2	15.9	17.5	15.4	16.3	16.4	16.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	11.77	12.20	12.24	11.21	12.09	11.03	11.37	12.04
MnO	0.18	0.18	0.20	0.21	0.18	0.18	0.19	0.18
MgO	6.83	6.98	6.32	3.61	6.71	5.36	4.78	6.11
CaO	9.75	10.16	9.72	8.23	10.10	8.86	8.37	9.43
Na <sub>2</sub> O	3.70	3.60	3.46	4.12	3.91	3.62	3.62	3.87
K <sub>2</sub> O	1.50	1.58	1.68	2.22	1.77	2.02	2.05	1.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.59	0.60	0.59	0.90	0.69	0.66	0.75	0.68
LOI *	0.47	0.51	0.85	0.48	0.47	0.76	0.53	0.96
Summe	100.1	100.0	100.3	99.9	100.3	99.7	99.2	100.7
Li	6	6	7	8	6	9	9	7
V	276	306	301	199	303	261	236	255
Cr	162	143	83	12	139	74	68	91
Co	32	33	35	19	35	28	25	34
Ni	73	65	39	17	60	45	40	44
Cu	26	23	16	< LLD	25	12	9	16
Zn	83	84	93	99	90	85	98	85
Ga	18	16	21	16	16	18	19	18
Rb	46	47	58	62	51	53	49	40
Sr	620	623	603	806	625	748	681	732
Y	25.2	25.6	27.4	30.0	25.4	27.2	29.6	26.6
Zr	193	200	217	269	210	246	250	215
Nb	61	66	72	87	71	76	74	65
Cs	0.5	0.6	0.6	0.9	0.6	0.6	0.5	0.5
Ba	595	619	628	720	636	774	694	588
La	50	49	52	67	52	69	59	48
Ce	90	92	100	125	97	118	114	96
Pr	10.0	10.6	11.0	14.1	11.0	12.2	12.6	11.1
Nd	38	41	44	53	42	46	50	45
Sm	7.1	7.7	8.2	9.6	7.9	8.1	9.1	8.5
Eu	2.12	2.27	2.37	2.74	2.32	2.36	2.53	2.43
Gd	6.4	7.0	7.3	8.2	7.0	7.1	7.9	7.2
Tb	0.88	0.93	1.01	1.06	0.93	0.95	1.12	0.99
Dy	5.3	5.5	5.8	6.3	5.6	5.6	6.2	5.8
Ho	0.98	1.03	1.11	1.16	1.04	1.11	1.22	1.10
Er	2.78	2.82	2.98	3.20	2.80	2.88	3.42	2.86
Tm	0.39	0.39	0.41	0.45	0.39	0.40	0.45	0.38
Yb	2.31	2.31	2.54	2.71	2.35	2.52	2.76	2.30
Lu	0.32	0.33	0.37	0.40	0.34	0.38	0.41	0.34
Hf	5.0	5.1	5.7	6.3	5.3	5.9	6.2	5.2
Ta	3.6	3.6	4.1	4.8	4.1	4.5	4.1	3.7
Pb	3	3	4	6	3	5	5	3
Th	5.7	5.3	6.1	7.3	5.6	8.2	7.0	5.0
U	1.68	1.58	1.59	2.12	1.67	2.53	1.68	1.48
Mg#	0.62	0.62	0.59	0.48	0.61	0.58	0.54	0.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3

Tab. A10: Fortsetzung.

	Vcp 06-029A	Vcp 06-029B	Vcp 06-030	Vcp 06-031	Vcp 06-032	Vcp 06-033	Vcp 06-034
SiO <sub>2</sub>	47.3	47.5	47.8	48.5	47.4	48.3	47.4
TiO <sub>2</sub>	2.31	2.30	2.25	2.23	2.37	2.46	2.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.6	15.5	16.0	17.0	15.7	17.4	15.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	11.80	11.86	11.64	11.55	11.71	11.23	12.05
MnO	0.18	0.18	0.18	0.20	0.18	0.18	0.18
MgO	6.25	6.56	6.52	4.39	6.36	4.49	6.18
CaO	9.56	9.61	9.52	8.25	9.98	8.18	9.51
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.32	3.79	4.15	3.82	3.54	3.83
K <sub>2</sub> O	1.70	1.75	1.66	2.15	1.61	2.04	1.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.60	0.57	0.58	0.91	0.74	0.67	0.62
LOI *	0.68	0.47	0.29	0.62	0.39	1.31	0.57
Summe	99.1	99.5	100.2	100.0	100.3	99.8	100.2
Li	7	8	9	9	7	7	8
V	283	291	283	225	265	232	297
Cr	120	131	120	11	148	15	99
Co	31	35	33	27	33	26	32
Ni	66	74	60	19	59	29	43
Cu	29	33	24	8	23	8	27
Zn	85	84	81	99	88	101	91
Ga	19	16	18	19	14	20	18
Rb	42	45	46	58	42	64	52
Sr	653	643	627	766	768	730	637
Y	25.9	26.0	26.6	30.8	26.9	28.4	26.8
Zr	204	206	206	257	217	243	211
Nb	65	55	64	88	63	85	67
Cs	0.5	0.6	0.8	0.7	0.5	0.5	0.6
Ba	654	648	647	733	565	672	600
La	52	51	53	65	49	58	49
Ce	94	94	97	125	96	112	96
Pr	10.2	10.3	10.5	13.8	11.2	12.4	10.9
Nd	40	40	41	53	46	48	43
Sm	7.6	7.4	7.7	9.5	8.6	8.7	8.1
Eu	2.14	2.21	2.21	2.73	2.54	2.52	2.33
Gd	6.9	6.6	7.0	7.9	7.3	8.0	6.9
Tb	0.94	0.92	0.96	1.13	1.01	1.03	0.95
Dy	5.4	5.5	5.7	6.5	5.9	5.9	5.6
Ho	1.08	1.06	1.09	1.23	1.12	1.12	1.08
Er	2.84	2.79	2.85	3.33	2.87	2.97	2.87
Tm	0.37	0.39	0.40	0.45	0.38	0.44	0.40
Yb	2.33	2.40	2.45	2.77	2.25	2.59	2.37
Lu	0.34	0.35	0.37	0.41	0.33	0.37	0.36
Hf	5.2	5.0	5.1	6.2	5.4	6.0	5.6
Ta	3.7	2.8	3.6	5.0	3.6	4.6	3.8
Pb	4	4	3	4	3	3	3
Th	5.8	5.9	6.1	7.1	5.1	6.5	5.8
U	1.79	1.87	1.94	2.03	1.37	1.45	1.59
Mg#	0.60	0.61	0.61	0.52	0.61	0.53	0.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3



Tab. A10: Fortsetzung.

	Vcp 06-035	Vcp 06-036	Vcp 06-040	Vcp 06-042	Vcp 06-048	Vcp 06-049	Vcp 06-052	Vcp 06-053
SiO <sub>2</sub>	46.9	48.7	46.9	47.3	48.2	46.8	46.6	48.5
TiO <sub>2</sub>	2.36	2.11	2.50	2.41	2.36	2.40	2.66	2.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.2	17.5	15.8	15.9	16.7	15.3	16.2	16.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	12.03	11.43	12.27	11.92	11.74	12.23	12.39	11.61
MnO	0.19	0.20	0.19	0.19	0.20	0.18	0.19	0.19
MgO	5.44	3.90	6.03	5.92	4.48	6.76	5.26	4.81
CaO	9.58	8.42	9.91	9.58	7.94	10.08	9.42	8.57
Na <sub>2</sub> O	4.16	4.63	3.52	3.70	4.46	3.40	3.57	3.91
K <sub>2</sub> O	1.87	2.11	1.76	1.87	2.25	1.54	1.94	2.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.79	0.94	0.66	0.65	0.93	0.57	0.67	0.64
LOI *	0.42	0.41	0.60	0.92	0.84	0.57	0.80	0.58
Summe	99.9	100.4	100.1	100.4	100.1	99.9	99.6	99.9
Li	7	9	6	7	9	6	6	7
V	264	215	298	266	231	307	313	282
Cr	52	5	85	71	7	139	42	20
Co	30	22	32	28	25	34	29	29
Ni	31	5	43	38	12	72	34	18
Cu	15	< LLD	22	24	6	25	14	9
Zn	94	104	90	96	105	92	94	96
Ga	17	20	20	19	16	16	16	15
Rb	57	56	52	50	63	44	49	58
Sr	699	806	672	675	828	583	711	699
Y	28.4	30.1	27.8	27.7	32.1	25.4	26.7	28.0
Zr	225	266	217	231	305	202	240	260
Nb	80	88	78	84	105	72	85	93
Cs	0.6	0.6	0.6	0.6	0.8	0.5	0.6	0.6
Ba	651	720	592	618	826	583	668	710
La	55	63	54	56	76	48	55	60
Ce	108	122	106	109	144	93	108	117
Pr	12.4	13.8	11.9	12.3	15.8	10.5	12.0	12.9
Nd	48	51	46	48	61	41	47	49
Sm	8.7	9.4	8.6	8.7	10.6	7.7	8.6	8.7
Eu	2.57	2.71	2.53	2.54	2.98	2.23	2.48	2.52
Gd	7.5	7.6	7.1	8.1	9.7	7.3	7.9	8.2
Tb	1.03	1.07	0.99	1.06	1.20	0.98	1.01	1.03
Dy	5.9	6.2	5.8	6.1	6.9	5.6	5.8	6.0
Ho	1.12	1.18	1.12	1.16	1.31	1.06	1.11	1.12
Er	3.09	3.16	2.93	2.99	3.45	2.78	2.88	3.01
Tm	0.41	0.43	0.40	0.40	0.48	0.38	0.40	0.42
Yb	2.52	2.65	2.43	2.49	2.93	2.33	2.42	2.62
Lu	0.36	0.38	0.35	0.36	0.44	0.34	0.36	0.38
Hf	5.9	6.4	5.8	5.9	7.3	5.2	5.9	6.5
Ta	4.5	5.0	4.3	4.5	5.6	4.0	4.7	5.0
Pb	4	5	3	3	5	4	3	4
Th	6.2	6.8	5.9	5.9	8.1	5.1	5.9	7.0
U	1.78	1.94	1.68	1.81	2.31	1.42	1.70	1.92
Mg#	0.56	0.49	0.58	0.58	0.52	0.61	0.55	0.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3

Tab. A10: Fortsetzung.

	Vcp 06-054	Vcp 06-055	Vcp 06-056	Vcp 06-60	Vcp 06-002A	Vcp 06-002B	Vcp 06-010
SiO <sub>2</sub>	48.6	48.8	49.0	46.6	54.1	54.3	51.4
TiO <sub>2</sub>	2.27	2.26	2.20	2.46	1.55	1.53	1.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.1	17.1	16.9	15.2	18.2	18.1	18.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	11.66	11.61	11.47	12.25	8.30	8.20	9.87
MnO	0.19	0.19	0.19	0.18	0.21	0.21	0.20
MgO	4.58	4.38	4.78	6.77	2.64	2.54	3.34
CaO	8.40	8.22	8.30	10.11	5.75	5.67	7.29
Na <sub>2</sub> O	4.21	4.32	3.97	3.56	5.12	5.03	4.20
K <sub>2</sub> O	2.00	2.04	1.97	1.70	2.96	2.98	2.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.66	0.66	0.75	0.58	0.89	0.87	0.97
LOI *	0.27	0.35	0.93	0.38	0.31	0.25	0.14
Summe	99.9	100.0	100.4	99.8	100.0	99.6	99.6
Li	7	8	8	6	14	13	10
V	232	237	218	299	113	106	166
Cr	11	14	61	140	8	< LLD	5
Co	24	26	29	36	8	11	18
Ni	13	8	25	62	46	18	14
Cu	2	3	11	31	< LLD	< LLD	< LLD
Zn	91	94	101	88	109	110	106
Ga	17	19	16	17	21	21	16
Rb	51	52	47	50	81	83	57
Sr	726	732	762	625	834	840	810
Y	27.2	27.4	28.1	25.7	32.9	33.2	32.6
Zr	241	242	260	205	398	403	325
Nb	83	76	76	66	109	108	89
Cs	0.7	0.5	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4
Ba	696	680	685	609	976	978	818
La	56	56	61	49	93	96	74
Ce	108	106	115	94	173	177	139
Pr	12.0	11.9	12.8	10.5	18.2	18.6	15.3
Nd	46	45	49	41	66	66	58
Sm	8.3	8.2	8.7	7.7	10.8	10.9	10.0
Eu	2.43	2.47	2.52	2.32	2.98	3.03	2.86
Gd	8.0	7.4	7.7	7.1	8.8	9.3	8.0
Tb	1.01	1.00	1.01	0.97	1.19	1.20	1.12
Dy	5.8	5.7	5.9	5.5	6.9	6.9	6.6
Ho	1.09	1.10	1.11	1.06	1.32	1.30	1.28
Er	2.90	2.94	2.98	2.74	3.50	3.54	3.44
Tm	0.42	0.40	0.42	0.38	0.51	0.51	0.49
Yb	2.53	2.50	2.58	2.26	3.18	3.20	2.96
Lu	0.38	0.37	0.37	0.34	0.48	0.47	0.44
Hf	5.9	6.0	6.2	5.2	8.9	8.9	7.5
Ta	4.6	4.6	4.5	4.0	6.6	6.4	5.3
Pb	4	8	5	3	8	7	6
Th	6.1	6.4	7.3	5.2	10.8	10.8	8.2
U	1.65	1.76	1.91	1.52	3.02	3.00	2.06
Mg#	0.53	0.52	0.54	0.61	0.49	0.49	0.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.3	0.3	0.3	0.3	0.35	0.35	0.35



Tab. A10: Fortsetzung.

	Vcp 06-004	Vcp 06-012	Vcp 06-003A	Vcp 06-003B	Vcp 06-043	Vcp 06-044	Vcp 06-045	Vcp 06-046
SiO <sub>2</sub>	55.1	57.9	64.2	64.4	64.3	64.5	64.4	65.0
TiO <sub>2</sub>	1.39	1.07	0.45	0.46	0.50	0.49	0.50	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.3	17.9	17.2	17.1	17.6	17.6	17.6	16.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	7.64	6.42	2.99	2.98	2.81	2.80	3.13	4.04
MnO	0.21	0.21	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23	0.16
MgO	2.31	1.90	0.54	0.50	0.55	0.58	0.61	0.33
CaO	5.25	4.18	1.68	1.67	1.91	1.87	1.94	0.91
Na <sub>2</sub> O	5.12	5.68	6.30	6.07	6.69	6.52	6.83	5.70
K <sub>2</sub> O	3.14	3.47	4.54	4.57	4.34	4.34	4.40	4.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.79	0.54	0.15	0.16	0.14	0.16	0.13	0.10
LOI *	0.30	0.34	0.47	0.35	0.34	0.19	0.37	1.44
Summe	99.5	99.6	98.7	98.5	99.5	99.2	100.1	99.6
Li	16	17	24	21	20	21	22	15
V	96	59	15	19	19	20	16	11
Cr	< LLD	< LLD	< LLD	0	< LLD	< LLD	7	3
Co	7	5	7	4	4	4	3	2
Ni	17	7	8	11	10	9	59	9
Cu	< LLD	< LLD	3	8	4	5	5	5
Zn	119	104	96	87	75	87	78	70
Ga	21	23	14	15	14	20	19	21
Rb	87	96	127	115	130	100	102	139
Sr	831	749	396	404	553	540	547	313
Y	34.7	34.4	23.5	23.5	24.9	24.7	26.8	19.3
Zr	419	463	601	602	600	609	600	543
Nb	116	122	152	134	152	152	151	142
Cs	0.7	0.8	1.9	1.8	1.6	0.4	1.7	1.4
Ba	1026	1060	1129	1092	1392	1400	1378	1549
La	97	102	117	108	112	112	110	45
Ce	174	182	201	191	202	201	198	86
Pr	18.7	18.8	19.0	18.1	19.9	19.7	19.8	8.1
Nd	66	65	61	58	66	65	67	28
Sm	11.0	10.3	8.9	8.5	9.8	9.3	9.9	4.6
Eu	2.94	2.77	2.16	2.09	2.63	2.66	2.64	1.89
Gd	15.1	10.3	7.9	9.7	6.1	6.1	6.3	3.0
Tb	1.17	1.08	0.83	0.85	0.89	0.89	0.91	0.51
Dy	6.8	6.5	4.8	4.9	5.2	5.3	5.3	3.4
Ho	1.34	1.30	0.89	0.90	0.97	1.09	1.02	0.72
Er	3.68	3.66	2.32	2.39	2.56	3.18	2.70	2.16
Tm	0.50	0.53	0.32	0.33	0.35	0.49	0.38	0.33
Yb	3.24	3.42	2.09	2.16	2.19	3.28	2.41	2.25
Lu	0.50	0.51	0.30	0.31	0.33	0.50	0.33	0.32
Hf	9.2	10.3	<b>14.1</b>	<b>14.3</b>	<b>12.9</b>	<b>12.7</b>	<b>13.4</b>	<b>14.2</b>
Ta	6.3	6.8	9.0	8.5	8.8	8.9	9.1	8.6
Pb	10	8	13	10	6	12	8	175
Th	12.3	13.3	13.7	14.7	10.4	15.6	11.9	16.8
U	3.43	3.93	3.08	3.55	2.97	4.55	3.13	4.52
Mg#	0.50	0.49	0.42	0.40	0.44	0.45	0.44	0.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

Tab. A10: Fortsetzung.

	Vcp 06-047	Vcp 06-058	Vcp 06-059	Vcp 06-007A	Vcp 06-007B
SiO <sub>2</sub>	67.1	61.1	61.4	67.5	68.5
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.80	0.80	0.25	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.8	17.6	17.8	16.1	16.3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	2.43	4.78	4.78	1.46	1.40
MnO	0.16	0.22	0.21	0.23	0.23
MgO	0.21	1.22	1.16	0.15	0.11
CaO	0.95	3.33	3.30	0.88	0.80
Na <sub>2</sub> O	5.84	5.72	5.82	6.14	5.88
K <sub>2</sub> O	4.71	3.75	3.79	4.99	5.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.29	0.35	0.04	0.03
LOI *	0.63	0.52	0.53	0.19	0.22
Summe	99.4	99.3	100.0	97.9	98.6
Li	12	16	19	25	19
V	19	37	43	5	6
Cr	< LLD	5	< LLD	< LLD	< LLD
Co	4	9	5	2	4
Ni	3	20	10	8	12
Cu	7	3	4	11	9
Zn	76	84	83	90	82
Ga	15	17	20	21	17
Rb	140	85	119	169	163
Sr	283	653	665	132	117
Y	20.8	27.8	29.3	29.6	27.6
Zr	538	473	481	364	359
Nb	147	133	134	170	169
Cs	1.5	1.0	1.5	1.7	1.9
Ba	1207	1058	1029	819	746
La	70	97	101	115	116
Ce	134	174	181	193	197
Pr	12.8	17.7	19.0	17.8	17.9
Nd	41	61	65	55	54
Sm	6.3	9.6	10.2	7.5	7.2
Eu	1.81	2.59	2.73	1.67	1.59
Gd	4.0	6.4	6.6	5.1	4.9
Tb	0.65	0.94	0.99	0.75	0.72
Dy	4.1	5.5	5.9	4.9	4.6
Ho	0.84	1.07	1.13	1.01	0.97
Er	2.42	2.84	2.99	3.09	2.96
Tm	0.36	0.40	0.42	0.48	0.47
Yb	2.47	2.47	2.61	3.16	3.28
Lu	0.36	0.35	0.39	0.49	0.48
Hf	13.0	11.2	11.3	10.6	10.3
Ta	8.6	7.8	8.0	9.7	10.1
Pb	7	5	6	10	13
Th	17.3	10.4	10.8	19.6	20.8
U	4.68	2.94	2.99	5.61	5.89
Mg#	0.26	0.50	0.49	0.29	0.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

Tab. A11: CIPW-Kalkulationen der vulkanischen Gesteine.

	qu	plag	or	neph	cor	di	hy	wol	ol	ilm	mt	apa	tot
Vcp 06-038		41.1	13.1	9.0		15.0			11.9	4.6	2.6	2.1	99.4
Vcp 06-050		22.3	12.8	13.9		27.8			9.8	6.8	2.8	1.9	98.1
Vcp 06-019		31.8	9.5	8.8		25.5			13.8	5.2	2.9	1.2	98.8
Vcp 06-024A		42.0	7.9	3.8		21.1			15.0	4.9	2.8	1.2	98.8
Vcp 06-024B		38.9	8.4	6.4		22.2			14.5	5.0	2.8	1.3	99.5
Vcp 06-024C		42.7	8.2	4.0		21.1			14.4	4.8	2.7	1.3	99.2
Vcp 06-025		35.6	9.5	7.5		24.1			14.1	5.1	2.8	1.2	100.0
Vcp 06-026		34.6	8.5	8.3		25.3			13.7	5.1	2.8	1.2	99.6
Vcp 06-027		38.8	8.3	4.6		22.9			15.4	4.9	2.8	1.2	98.9
Vcp 06-028		36.8	8.9	6.3		24.0			14.3	4.9	2.8	1.1	99.1
Vcp 06-057		32.8	9.3	9.1		24.9			13.3	5.3	2.9	1.3	98.9
Vcp 06-001		47.7	11.1	4.7		15.6			9.6	4.3	5.2	1.7	100.0
Vcp 06-005		55.0	13.3			9.3	3.7		6.3	4.2	4.4	1.9	98.1
Vcp 06-006		56.5	12.2			8.6	1.9		8.3	4.2	5.1	1.6	98.3
Vcp 06-008		57.0	12.3			7.0	6.2		5.0	4.3	4.7	1.4	97.9
Vcp 06-009		45.6	8.9	4.2		18.9			11.1	4.3	5.2	1.4	99.7
Vcp 06-011		41.2	9.4	5.6		21.3			10.6	4.7	5.4	1.4	99.6
Vcp 06-013		46.1	10.0	3.6		17.7			10.8	4.5	5.4	1.4	99.5
Vcp 06-015		54.9	13.2	1.6		10.6			8.1	4.0	4.9	2.1	99.5
Vcp 06-016		38.2	10.6	7.8		21.8			9.9	4.7	5.3	1.6	99.9
Vcp 06-017		51.0	12.1	1.2		14.6			9.5	4.2	4.8	1.6	99.0
Vcp 06-022		53.4	12.2			12.0	1.7		8.5	4.1	5.0	1.8	98.8
Vcp 06-023		46.8	9.6	4.5		17.0			10.5	4.6	5.3	1.6	99.9
Vcp 06-029A		48.7	10.1	1.0		16.9			10.8	4.4	5.2	1.4	98.6
Vcp 06-029B		46.6	10.4	2.3		18.0			11.0	4.4	5.2	1.3	99.2
Vcp 06-030		46.2	9.9	4.4		17.9			10.8	4.3	5.1	1.3	100.0
Vcp 06-031		51.4	12.8	3.0		11.5			9.2	4.3	5.1	2.1	99.4
Vcp 06-032		44.6	9.6	4.9		19.6			9.9	4.5	5.1	1.7	100.0
Vcp 06-033		55.0	12.2	0.6		9.1			12.9	4.7	2.5	1.6	98.6
Vcp 06-034		46.2	9.5	4.4		18.0			10.2	4.7	5.3	1.5	99.7
Vcp 06-035		41.9	11.2	7.4		18.6			8.8	4.5	5.3	1.9	99.6
Vcp 06-036		49.8	12.6	5.8		12.6			8.0	4.1	5.0	2.2	100.1
Vcp 06-040		44.5	10.5	4.2		18.9			9.8	4.8	5.4	1.6	99.6
Vcp 06-042		44.4	11.2	4.7		18.2			9.6	4.6	5.2	1.5	99.5
Vcp 06-048		47.5	13.4	5.2		12.2			9.1	4.5	5.2	2.2	99.3
Vcp 06-049		42.1	9.2	4.9		20.4			14.0	4.6	2.7	1.3	99.4
Vcp 06-052		45.4	11.6	4.1		16.6			9.0	5.1	5.4	1.6	98.9
Vcp 06-053		48.4	13.2	3.2		14.7			8.6	4.7	5.1	1.5	99.5
Vcp 06-054		50.9	11.9	3.8		13.1			9.0	4.4	5.1	1.6	99.8
Vcp 06-055		51.1	12.2	3.9		12.8			8.7	4.3	5.1	1.6	99.7
Vcp 06-056		53.9	11.8	1.4		11.7			9.8	4.2	5.0	1.8	99.6
Vcp 06-60		40.7	10.1	5.6		21.4			10.2	4.7	5.4	1.4	99.5
Vcp 06-002A		61.6	17.6			4.3	1.9		5.1	3.0	4.2	2.1	99.8
Vcp 06-002B		60.8	17.7			4.2	4.8		2.8	2.9	4.2	2.0	99.5
Vcp 06-010		59.1	14.1			5.8	7.1		2.5	3.6	5.1	2.3	99.6
Vcp 06-014		59.8	13.7			6.2	5.9		3.2	3.7	5.0	2.0	99.5
Vcp 06-020		57.3	14.8			7.2	6.1		2.4	3.4	5.0	2.2	98.5
Vcp 06-021		59.6	14.5			6.8	4.2		4.2	3.5	4.9	2.0	99.8
Vcp 06-037		55.0	13.8			12.4	0.5		7.5	4.0	5.3	1.3	99.9
Vcp 06-039		56.2	13.4	1.1		10.2			7.3	3.7	5.4	2.2	99.6

Tab. A11: Fortsetzung.

	qu	plag	or	neph	cor	di	hy	wol	ol	ilm	mt	apa	tot
Vcp 06-041		59.1	14.2			9.0	0.2		6.6	3.4	5.2	2.4	100.2
Vcp 06-051		57.0	12.9	0.9		9.2			7.2	4.3	5.5	2.9	99.9
Vcp 06-004		61.3	18.6			3.0	7.4		0.1	2.7	4.5	1.8	99.4
Vcp 06-012	0.7	61.4	20.6			3.8	5.8			2.0	3.7	1.3	99.4
Vcp 06-003A	6.1	58.6	26.9			2.1	1.2			0.9	2.2	0.4	98.3
Vcp 06-003B	7.5	57.4	27.1			1.4	1.5			0.9	2.2	0.4	98.2
Vcp 06-043	4.5	62.0	25.7			3.0	0.6			1.0	2.0	0.3	99.3
Vcp 06-044	5.5	61.1	25.7			2.3	1.1			0.9	2.0	0.4	99.2
Vcp 06-045	3.5	62.1	26.1			4.0	0.5			1.0	2.3	0.3	99.8
Vcp 06-046	10.4	52.6	28.5		0.6		2.1			0.8	2.9	0.2	98.3
Vcp 06-047	12.6	53.6	27.9		0.6		1.1			0.8	1.8	0.4	98.8
Vcp 06-058	5.5	59.7	22.2			3.1	2.6			1.5	3.5	0.7	98.9
Vcp 06-059	5.2	60.7	22.5			2.6	2.7			1.5	3.5	0.8	99.6
Vcp 06-007A	10.9	53.5	29.5			2.0		0.2		0.5	1.1	0.1	97.7
Vcp 06-007B	13.2	53.0	29.6			0.6	0.6			0.5	1.0	0.1	98.5

Tab. A12: Gesamtgesteinsanalysen der Xenolithe aus Bournac. Fettgedruckte Hf-Werte mit INAA analysiert.

	Xbo 06-002	Xbo 06-005	Xbo 06-009	Xbo 06-019	Xbo 06-034	Xbo 06-013	Xbo 06-029	Xbo 06-014
SiO <sub>2</sub>	59.2	59.6	50.1	47.6	49.4	52.2	48.5	48.7
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.87	0.20	1.33	0.62	1.24	1.62	4.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.0	18.5	20.0	14.0	11.1	19.7	21.4	14.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	5.88	4.93	5.83	13.13	13.17	9.79	12.03	16.36
MnO	0.07	0.07	0.10	0.19	0.17	0.10	0.20	0.14
MgO	2.82	3.05	9.54	12.93	18.00	5.06	4.81	7.35
CaO	3.84	4.17	10.42	9.16	4.48	6.06	6.63	7.18
Na <sub>2</sub> O	3.54	3.56	2.16	0.75	0.56	4.31	3.35	0.97
K <sub>2</sub> O	3.33	2.54	0.04	0.22	0.75	0.60	0.67	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	0.36	0.01	0.01	0.07	0.19	0.06	0.47
LOI	1.24	1.42	0.64	1.29	3.25	1.26	1.80	0.85
Summe	99.7	99.5	99.1	100.8	101.7	100.7	101.3	100.9
Li	25	22	6	20	42		2	
V	95	109	88	338	147	179	203	472
Cr	6	5	586	517	573	111	205	158
Co	20	19	30	48	73	16	21	32
Ni	11	18	63	110	134	44	81	30
Cu	8	15	9	<	<	9	2	<
Zn	71	58	44	94	94	119	65	192
Ga	18	23	14	17	14	17	22	21
Rb	120	130	1	4	43		5	
Sr	1024	997	245	169	260	244	647	140
Y	20.4	17.0	3.2	33.1	9.4		28.8	
Zr	302	267	26	43	67	69	457	191
Nb	5	1	1	1	3		0	
Cs	11.0	18.2	0.5	0.9	2.4		1.4	
Ba	3119	2337	11	207	483	413	712	250
La	82	62	2	5	6		10	
Ce	143	101	4	12	16		17	
Pr	15.8	11.2	0.6	2.5	2.5		1.6	
Nd	56	41	2	15	12		6	
Sm	9.0	6.7	0.5	5.1	2.7		1.9	
Eu	0.33	0.28	0.42	1.36	0.66		0.24	
Gd	6.3	4.6	0.4	4.8	2.1		3.4	
Tb	0.72	0.59	0.09	1.00	0.31		0.65	
Dy	3.8	3.3	0.6	6.6	1.9		4.9	
Ho	0.72	0.63	0.13	1.40	0.38		1.14	
Er	1.74	1.51	0.36	3.59	1.01		2.82	
Tm	0.27	0.25	0.06	0.56	0.17		0.51	
Yb	1.86	1.68	0.41	3.30	1.08		3.40	
Lu	0.29	0.25	0.07	0.47	0.16		0.52	
Hf	<b>6.1</b>	<b>5.9</b>	<b>0.3</b>	<b>1.7</b>	<b>1.3</b>		<b>11.8</b>	
Ta	0.19	0.12	0.05	0.13	0.23		0.00	
Pb	42	32	1	9	2		5	
Th	23.7	15.2	0.0	0.2	0.2		0.1	
U	3.02	3.10	0.04	0.04	0.05		0.05	



Tab. A12: Fortsetzung.

	Xbo 06-015	Xbo 06-025	Xbo 06-038	Xbo 06-042	Xbo 06-026	Xbo 06-031	Xbo 06-039	Xbo 06-044
SiO <sub>2</sub>	48.6	49.9	48.5	49.7	48.4	48.1	49.5	47.9
TiO <sub>2</sub>	2.18	1.45	1.39	4.76	1.57	1.79	0.67	1.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.9	15.8	19.5	13.2	16.9	16.7	17.4	16.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	14.09	11.70	10.28	15.24	10.58	10.98	8.58	10.87
MnO	0.19	0.15	0.15	0.16	0.10	0.11	0.12	0.16
MgO	9.55	6.89	6.44	5.70	8.09	8.27	9.48	9.26
CaO	9.57	10.24	10.16	9.02	7.89	7.96	11.09	11.54
Na <sub>2</sub> O	1.03	2.39	2.07	0.75	1.96	1.75	1.67	1.04
K <sub>2</sub> O	0.08	0.23	0.23	0.06	1.26	1.10	0.14	0.66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.21	0.13	0.56	0.43	0.34	0.07	0.09
LOI	0.97	2.09	1.32	1.15	3.74	3.73	2.10	2.21
Summe	100.8	101.2	100.2	100.4	101.1	101.1	100.9	101.3
Li	11	3	6		7	10	9	13
V	447	209	275	475	196	219	139	286
Cr	337	274	84	81	504	0	350	390
Co	32	32	26	38	31	37	37	43
Ni	26	33	58	25	115	119	98	143
Cu	<	<	4	<	<	4	1	28
Zn	157	81	71	146	77	81	58	153
Ga	18	11	22	18	21	18	18	15
Rb	6	6	1		44	35	4	5
Sr	78	184	636	78	531	474	182	136
Y	40.1	27.0	20.6		11.5	12.9	16.0	25.7
Zr	87	139	74	222	99	104	67	56
Nb	5	13	2		6	8	5	11
Cs	0.7	3.3	1.5		4.5	4.0	1.4	0.7
Ba	246	201	244	284	1301	1122	106	133
La	19	19	7		16	13	9	6
Ce	64	42	20		37	31	20	19
Pr	10.8	5.4	3.3		5.0	4.5	2.7	3.2
Nd	53	23	17		22	21	12	16
Sm	11.5	5.4	4.6		4.5	4.5	2.8	4.7
Eu	1.49	1.57	1.69		1.89	1.78	0.80	1.29
Gd	7.4	4.4	3.6		2.5	2.5	2.3	4.0
Tb	1.39	0.85	0.70		0.47	0.50	0.47	0.84
Dy	8.7	5.5	4.3		2.6	2.9	3.1	5.4
Ho	1.76	1.16	0.87		0.48	0.54	0.66	1.07
Er	4.52	3.08	2.24		1.17	1.32	1.75	2.72
Tm	0.69	0.48	0.35		0.17	0.19	0.28	0.41
Yb	4.10	2.97	2.12		1.09	1.16	1.70	2.46
Lu	0.60	0.44	0.31		0.15	0.17	0.25	0.34
Hf	<b>3.8</b>	<b>4.2</b>	<b>1.6</b>		<b>2.8</b>	<b>2.5</b>	<b>1.8</b>	<b>1.9</b>
Ta	0.34	0.69	0.22		0.33	0.33	0.29	0.87
Pb	1	4	3		11	5	2	3
Th	3.9	0.5	0.2		0.1	0.1	0.2	0.2
U	0.55	0.17	0.06		0.11	0.12	0.11	0.08

Tab. A12: Fortsetzung.

	Xbo 06-024	Xbo 06-037	Xbo 06-045	Xbo 06-046
SiO <sub>2</sub>	67.4	62.2	55.6	45.3
TiO <sub>2</sub>	0.94	0.95	1.63	1.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.5	16.5	18.5	23.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	6.81	8.98	9.84	14.77
MnO	0.09	0.12	0.13	0.28
MgO	2.48	3.28	4.18	7.45
CaO	1.28	2.01	4.13	4.34
Na <sub>2</sub> O	1.51	2.13	2.07	2.39
K <sub>2</sub> O	2.61	2.75	1.61	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.22	0.07
LOI	0.64	1.04	2.18	0.08
Summe	100.5	100.2	100.4	100.8
Li	2	6	2	
V	132	131	189	203
Cr	90	112	141	224
Co	15	15	20	33
Ni	18	20	16	48
Cu	1	2	4	7
Zn	91	96	111	237
Ga	21	18	21	26
Rb	36	56	23	
Sr	292	182	454	291
Y	16.0	45.0	31.0	
Zr	303	220	275	327
Nb	0	17	1	
Cs	0.0	0.3	0.7	
Ba	1037	773	1428	348
La	23	50	38	
Ce	46	97	77	
Pr	4.3	11.1	8.0	
Nd	15	42	32	
Sm	3.0	8.6	6.4	
Eu	0.17	1.75	0.28	
Gd	3.4	6.8	6.4	
Tb	0.47	1.17	0.89	
Dy	2.9	7.9	5.8	
Ho	0.60	1.69	1.17	
Er	1.43	4.88	2.74	
Tm	0.25	0.71	0.46	
Yb	1.62	4.47	2.89	
Lu	0.24	0.65	0.41	
Hf	1.5	2.2	7.7	
Ta	0.00	1.02	0.03	
Pb	11	16	9	
Th	1.9	4.3	0.4	
U	0.26	0.55	0.17	

Tab. A13: Gesamtgesteinsanalysen der Gesteine des Allier-Tals und der westlichen Limagne-Grabenschulter. Xcp 07-1 bezeichnet einen Xenolith aus dem Maar de Beaunit. Fettgedruckte Hf-Daten mit INAA analysiert.

	Kal 07-1	Kal 07-2	Kal 07-3	Kal 07-4	Kal 07-5	Kcp 07-1	Kcp 07-2	Kcp 07-3	Xcp 07-1
SiO <sub>2</sub>	65.0	71.6	70.5	70.9	67.3	69.1	64.5	58.3	67.9
TiO <sub>2</sub>	0.89	0.53	0.44	0.34	0.86	0.44	0.55	0.75	0.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.9	14.2	15.2	15.0	15.4	15.0	15.9	17.3	14.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	6.59	3.23	3.43	3.28	5.04	2.94	4.65	6.50	2.90
MnO	0.10	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.10	0.13	0.05
MgO	2.64	0.73	0.81	0.83	1.57	1.75	2.14	2.91	1.76
CaO	1.23	1.58	2.25	2.37	2.46	1.00	4.86	4.01	0.98
Na <sub>2</sub> O	1.90	3.21	3.45	3.27	3.83	3.34	3.47	3.65	3.20
K <sub>2</sub> O	3.33	4.56	4.03	3.97	2.87	5.18	2.52	4.00	5.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.14	0.13	0.12	0.19	0.24	0.14	0.26	0.23
LOI	1.94	0.81	0.78	0.74	1.28	1.61	1.00	1.70	1.14
Summe	100.7	100.7	101.0	100.9	100.8	100.6	99.8	99.5	98.3
Li	57	24	21	20	24	84	44	30	50
V	126	43	36	37	76	42	106	169	45
Cr	93	2	LLD	6	24	50	15	16	46
Co	17	5	5	5	11	8	14	15	7
Ni	43	10	7	10	15	25	8	7	23
Cu	18	7	4	4	17	9	173	28	7
Zn	106	47	44	53	67	65	49	68	64
Ga	20	17	15	15	18	18	16	16	17
Rb	136	159	141	142	117	259	83	156	258
Sr	209	114	172	170	249	403	486	639	401
Y	33.4	36.2	33.6	25.9	27.0	18.7	17.1	18.2	29.0
Zr	237	234	204	134	401	188	109	197	186
Nb	14	14	11	8	23	14	13	7	18
Cs	10.8	4.8	4.1	5.6	4.7	13.6	5.7	4.7	19.6
Ba	847	613	630	666	755	824	630	1226	786
La	45	47	38	30	90	48	27	47	49
Ce	94	95	78	62	182	93	57	91	103
Pr	11.0	11.2	9.1	7.1	19.9	10.4	6.1	9.9	12.0
Nd	41	42	34	26	72	38	23	37	45
Sm	8.0	9.3	7.3	5.4	12.7	6.5	4.2	6.6	9.5
Eu	1.58	1.22	1.05	0.88	1.67	1.42	1.20	1.81	1.18
Gd	5.5	6.5	5.1	3.9	8.1	4.0	3.0	4.6	6.1
Tb	0.88	1.10	0.89	0.68	1.15	0.60	0.44	0.60	0.95
Dy	5.6	6.8	5.8	4.5	6.2	3.5	2.9	3.5	5.6
Ho	1.27	1.36	1.22	0.95	1.11	0.69	0.60	0.68	1.06
Er	3.91	3.81	3.57	2.80	2.64	1.91	1.78	1.85	2.85
Tm	0.60	0.55	0.51	0.40	0.32	0.27	0.28	0.26	0.39
Yb	4.00	3.58	3.36	2.69	1.91	1.77	1.89	1.78	2.46
Lu	0.60	0.50	0.49	0.40	0.28	0.26	0.30	0.28	0.36
Hf	<b>6.4</b>	<b>6.8</b>	<b>5.3</b>	<b>4.4</b>	<b>10.7</b>	<b>6.1</b>	<b>3.0</b>	<b>5.0</b>	<b>5.8</b>
Ta	0.88	1.50	1.13	0.73	1.03	1.08	0.70	0.26	2.21
Pb	13	14	16	26	18	626	32	60	89
Th	13.7	12.0	12.1	11.2	31.5	17.3	9.0	15.4	26.8
U	2.94	2.28	2.98	2.87	2.07	4.35	3.68	3.67	4.94

Tab. A14: Modalbestand der Krustengesteine und kalkulierte p-Wellen-Geschwindigkeiten. Vp der Minerale aus KERN & SCHENK (1985) sowie GEBRANDE (1982). Daten für Plagioklase in Abhängigkeit des Anorthit-Gehalts [ $X_{An}$ ] berechnet.  $s^2$  gibt den Gütefaktor der Kalkulation des Modalbestands an. Details zur Berechnung siehe Text (Kapitel 4.2).

	Qu	Kfsp	Plag	$X_{An}$	Opx	Cpx	Apa	Ilm	Gar	Amph	Bio	Sil	Cord	Tit	Vp	$s^2$
Vp mineral	6.03	5.89	6.12-7.18		7.36	7.29	6.68	7.39	8.59	7.09	5.68	9.46	6.6	6.8		
Dichte [ $g \cdot cm^{-3}$ ]	2.65	2.63	2.62-2.76		3.20	3.20	3.20	5.00	4.30	3.02	3.00					
Xbo 06-002	0.21	0.06	0.44	40			0.01				0.28				6.18	0.94
Xbo 06-005	0.20		0.52	39			0.01				0.27				6.23	0.78
Xbo 06-009	0.05		0.49	72	0.23	0.01				0.23					7.04	0.51
Xbo 06-013	0.05		0.60	41	0.18		0.02	0.03	0.12						6.89	1.15
Xbo 06-014	0.12		0.38	80	0.38		0.02	0.10							7.05	0.79
Xbo 06-015	0.07		0.37	86	0.40	0.10	0.02	0.05							7.15	0.93
Xbo 06-019	0.03		0.23	91	0.37	0.03		0.00		0.33					7.19	0.73
Xbo 06-024	0.37	0.13	0.19	34					0.25			0.05			6.74	0.31
Xbo 06-025	0.02		0.49	59	0.25	0.20		0.04							7.03	1.12
Xbo 06-026	0.03		0.46	58	0.31	0.01	0.03				0.17				6.77	2.23
Xbo 06-029	0.03		0.56	48	0.13			0.05	0.23						7.08	1.48
Xbo 06-031	0.01		0.49	61	0.09	0.29		0.04			0.08				6.92	1.71
Xbo 06-034	0.02		0.20	90	0.58					0.09	0.11				7.08	1.51
Xbo 06-037	0.24	0.20	0.22	35					0.32						6.73	0.78
Xbo 06-038	0.04		0.58	73	0.28	0.07		0.04							7.06	1.06
Xbo 06-039	0.05		0.49	77	0.37	0.02	0.05	0.02							7.08	0.86
Xbo 06-042	0.14		0.37	87	0.26	0.12		0.11							7.05	1.36
Xbo 06-044	0.01		0.49	81	0.09	0.29		0.04			0.08				7.04	1.69
Xbo 06-045	0.18	0.09	0.31	46					0.38						7.01	1.48
Xbo 06-046	0.03	0.01	0.36	48					0.59						7.59	1.10
Kal 07-1	0.30	0.08	0.25	28							0.24		0.13		5.17	0.52
Kal 07-2	0.34	0.22	0.32	25					0.01		0.12				6.09	0.28
Kal 07-3	0.32	0.17	0.38	30					0.01		0.12				6.14	0.49
Kal 07-4	0.32	0.16	0.37	32							0.14				6.13	0.52
Kal 07-5	0.29	0.04	0.46	29							0.22				6.15	0.67
K cp 07-1	0.27	0.25	0.34	26							0.15				6.08	0.99
K cp 07-2	0.23	0.09	0.46	38						0.13	0.10				6.35	0.62
K cp 07-3	0.03	0.19	0.48	6						0.29				0.01	6.32	1.35
Xcp 07-1	0.27	0.21	0.34	20			0.00				0.17				6.06	1.08

Tab. A15: Ergebnisse der Sr-, Nd- und Hf-Isotopenanalysen ausgewählter Gesteine.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 SE	$\epsilon$ Sr	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 SE	$\epsilon$ Nd	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2 SE	$\epsilon$ Hf
Vcp 06-038	0.704031	0.000012	-7	0.512792	0.000004	+3	0.282952	0.000007	+6
Vcp 06-50	0.703624	0.000004	-12	0.512868	0.000004	+4	0.283021	0.000007	+9
Vcp 06-019	0.703649	0.000013	-12	0.512882	0.000007	+5	0.283037	0.000006	+9
Vcp 06-26	0.703762	0.000007	-10	0.512802	0.000004	+3	0.282994	0.000007	+8
Vcp 06-028	0.703605	0.000006	-13	0.512848	0.000005	+4	0.283032	0.000012	+9
Vcp 06-001	0.703969	0.000011	-8	0.512799	0.000007	+3	0.282974	0.000008	+7
Vcp 06-005	0.703990	0.000008	-7	0.512753	0.000006	+2	0.282965	0.000007	+7
Vcp 06-11	0.703758	0.000010	-11	0.512809	0.000007	+3	0.283008	0.000008	+8
Vcp 06-017	0.703978	0.000010	-7	0.512820	0.000004	+4	0.282967	0.000008	+7
Vcp 06-23	0.703769	0.000009	-10	0.512796	0.000006	+3	0.283009	0.000007	+8
Vcp 06-029B	0.704030	0.000013	-7	0.512814	0.000006	+3	0.282973	0.000007	+7
Vcp 06-032	0.704153	0.000025	-5	0.512744	0.000007	+2	0.282990	0.000007	+8
Vcp 06-033	0.704092	0.000011	-6	0.512739	0.000008	+2	0.282958	0.000008	+7
Vcp 06-036	0.703863	0.000003	-9	0.512819	0.000005	+4	0.282996	0.000007	+8
Vcp 06-049	0.704000	0.000011	-7	0.512795	0.000003	+3	0.282969	0.000008	+7
Vcp 06-55	0.703937	0.000010	-8	0.512782	0.000006	+3	0.282953	0.000009	+6
Vcp 06-02B	0.704084	0.000004	-6	0.512780	0.000004	+3	0.282929	0.000006	+6
Vcp 06-10	0.703965	0.000014	-8	0.512773	0.000004	+3	0.282926	0.000005	+5
Vcp 06-021	0.704063	0.000017	-6	0.512795	0.000004	+3	0.282951	0.000007	+6
Vcp 06-37	0.704275	0.000006	-3	0.512741	0.000005	+2	0.282898	0.000005	+4
Vcp 06-51	0.703997	0.000010	-7	0.512781	0.000003	+3	0.282961	0.000005	+7
Vcp 06-004	0.704208	0.000006	-4	0.512720	0.000006	+2	0.282930	0.000006	+6
Vcp 06-012	0.704292	0.000011	-3	0.512774	0.000003	+3	0.282917	0.000007	+5
Vcp 06-003B	0.704421	0.000012	-1	0.512755	0.000005	+2	0.282906	0.000005	+5
Vcp 06-044	0.704302	0.000011	-3	0.512773	0.000003	+3	0.282938	0.000005	+6
Vcp 06-45	0.704141	0.000007	-5	0.512769	0.000004	+3	0.282916	0.000019	+5
Vcp 06-047	0.704749	0.000021	+4	0.512693	0.000005	+1	0.282868	0.000017	+3
Vcp 06-058	0.704223	0.000010	-4	0.512719	0.000004	+2	0.282896	0.000017	+4
Vcp 06-059	0.704219	0.000012	-4	0.512754	0.000005	+2	0.282926	0.000007	+5
Vcp 06-007A	0.704354	0.000008	-2	0.512745	0.000004	+2	0.282916	0.000007	+5
Vcp 06-007B	0.704611	0.000009	+2	0.512667	0.000010	+1	0.282915	0.000006	+5
Xbo 06-026	0.708056	0.000005	+50	0.512287	0.000006	-7	0.282580	0.000007	-7
Xbo 06-015	0.707700	0.000010	+45	0.512360	0.000005	-5	0.282869	0.000007	+3
Xbo 06-019	0.706163	0.000013	+24	0.512642	0.000005	0	0.282852	0.000012	+3
Xbo 06-029	0.709659	0.000009	+73	0.512332	0.000008	-6	0.282461	0.000007	-11
Xbo 06-045	0.711020	0.000005	+93	0.512141	0.000004	-10	0.2824594	0.000007	-11
Xbo 06-002	0.712919	0.000011	+119	0.512184	0.000004	-9	0.282524	0.000006	-9
Xbo 06-005	0.712538	0.000010	+114	0.512219	0.000008	-8	0.282570	0.000005	-7
Xbo 06-024	0.718292	0.000012	+196	0.512003	0.000005	-12	0.282305	0.000007	-16
Xbo 06-037	0.719425	0.000008	+212	0.512098	0.000004	-11	0.282402	0.000006	-13
Kal 07-1	0.724916	0.000007	+290	0.512094	0.000004	-11	0.282461	0.000006	-11
Kal 07-2	0.737034	0.000010	+462	0.512419	0.000006	-4			
Kal 07-3	0.725731	0.000003	+301	0.512269	0.000005	-7	0.282586	0.000005	-7
Kal 07-4	0.725746	0.000009	+302	0.512134	0.000004	-10	0.282509	0.000007	-9
Kal 07-5	0.719232	0.000007	+209	0.512211	0.000005	-8	0.282461	0.000007	-11
Kcp 07-1	0.718512	0.000009	+199	0.512144	0.000009	-10	0.282480	0.000006	-10
Kcp 07-2	0.706896	0.000010	+34	0.512600	0.000007	-1	0.282821	0.000006	+2
Kcp 07-3	0.708659	0.000009	+59	0.512496	0.000006	-3	0.282763	0.000005	0
Xcp 07-1	0.720220	0.000009	+223	0.512125	0.000005	-10	0.282454	0.000007	-11

Tab. A16: EMPA-Analysen (wt-%) und Strukturformeln der Biotite. Strukturformel berechnet auf der Basis von 11 O. Bei < liegt der Wert unter der Nachweisgrenze (Mn: 358 ppm, Ca: 355 ppm, Na: 476 ppm).

	XBo 06-002	XBo 06-005	XBo 06-019	XBo 06-026	XBo 06-031	XBo 06-034	XBo 06-044	Kal 07-1	Kal 07-2	Kal 07-3	Kal 07-4	Kal 07-5	Kcp 07-1	Kcp 07-2	Xcp 07-1
SiO <sub>2</sub>	35.86	35.88	36.47	36.15	36.17	37.42	36.92	35.97	35.36	35.69	35.42	35.48	37.48	36.72	37.33
TiO <sub>2</sub>	3.20	3.63	7.60	7.73	7.49	4.95	5.69	3.81	4.98	3.20	2.80	4.81	4.42	3.67	3.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.92	17.15	16.22	15.44	15.64	15.59	15.39	19.60	16.49	16.43	17.87	15.84	13.99	14.49	16.73
FeO	19.81	17.87	12.08	12.51	12.94	8.49	12.87	20.40	24.32	25.11	24.19	24.07	20.92	23.46	17.84
MnO	0.29	0.26	0.05	<	<	<	0.05	0.11	0.11	0.26	0.29	0.23	0.25	0.26	0.21
MgO	10.19	11.40	13.97	14.02	13.93	18.19	14.94	8.03	6.52	7.31	6.91	7.51	10.77	9.27	11.42
CaO	<	<	0.08	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<	<
K <sub>2</sub> O	9.15	8.95	9.22	8.84	8.92	9.17	9.27	9.56	9.44	9.36	9.38	9.48	9.53	9.47	9.78
Na <sub>2</sub> O	0.17	0.18	0.40	0.50	0.50	0.42	0.44	0.14	0.10	<	0.20	0.12	0.09	0.08	0.08
Summe	96.60	95.32	96.09	95.28	95.67	94.28	95.61	97.623	97.33	97.44	97.09	97.56	97.45	97.43	96.41
Si	2.70	2.71	2.67	2.67	2.67	2.74	2.72	2.7	2.71	2.74	2.71	2.71	2.82	2.80	2.79
Al <sup>[IV]</sup>	1.30	1.29	1.33	1.33	1.33	1.26	1.28	1.32	1.29	1.26	1.29	1.29	1.18	1.20	1.21
Sum T	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Al <sup>[VI]</sup>	0.29	0.24	0.07	0.02	0.03	0.08	0.06	0.40	0.20	0.22	0.33	0.14	0.06	0.10	0.26
Ti	0.18	0.21	0.42	0.43	0.42	0.27	0.32	0.2	0.29	0.18	0.16	0.28	0.25	0.21	0.17
Fe <sup>2+</sup>	1.25	1.13	0.74	0.77	0.80	0.52	0.79	1.3	1.56	1.61	1.55	1.54	1.32	1.49	1.11
Mn	0.02	0.02	0.00				0.00	0.0	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
Mg	1.14	1.28	1.52	1.55	1.53	1.98	1.64	0.9	0.74	0.84	0.79	0.86	1.21	1.05	1.27
Sum R	2.87	2.87	2.75	2.77	2.77	2.86	2.82	2.78	2.79	2.87	2.84	2.83	2.85	2.87	2.83
Ca			0.01												
Na	0.03	0.03	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.0	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
K	0.88	0.86	0.86	0.83	0.84	0.86	0.87	0.9	0.92	0.92	0.92	0.92	0.91	0.92	0.93
Sum A	0.90	0.89	0.92	0.90	0.91	0.92	0.94	0.93	0.94	0.92	0.95	0.94	0.93	0.93	0.94

Tab. A17: EMPA-Analysen (wt-%) und Strukturformeln der Kalifeldspäte. Berechnung auf der Basis von 8 O. Bei < liegt der Wert unter der Nachweisgrenze (Fe: 384 ppm, Ca: 333 ppm, Ba: 894 ppm).

	XBo 06-002	XBo 06-024	XBo 06-029	XBo 06-037	XBo 06-045	XBo 06-046	Kal 07-1	Kal 07-2	Kal 07-3	Kal 07-4	Kal 07-5	Kcp 07-1	Kcp 07-2	Kcp 07-3	Xcp 07-1
SiO <sub>2</sub>	64.11	62.73	64.64	64.86	63.97	63.03	64.82	65.66	65.01	66.10	65.72	65.58	64.85	64.55	65.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.03	20.33	19.58	19.08	19.13	20.36	19.04	18.88	18.61	19.22	19.22	18.51	18.40	18.36	18.57
FeO	<	<	0.15	<	<	0.05	<	<	<	<	<	<	0.05	0.11	<
CaO	0.05	0.69	0.67	0.59	0.74	0.52	0.11	0.10	0.05	0.05	0.07	0.10	<	<	<
K <sub>2</sub> O	12.94	11.21	11.00	11.40	11.67	2.90	13.47	14.25	14.76	14.60	14.21	15.14	15.28	15.07	15.65
Na <sub>2</sub> O	1.49	2.95	2.60	3.14	2.54	11.32	1.96	1.67	1.16	1.42	1.52	1.05	0.91	0.90	0.81
BaO	3.10	0.46	2.33	0.35	1.04	0.75	0.61	0.26	0.45	0.36	0.71	0.17	0.26	0.45	<
Summe	100.79	98.44	101.04	99.48	99.16	98.98	100.07	100.85	100.10	101.79	101.49	100.61	99.77	99.47	100.61
Si	2.97	2.91	2.95	2.97	2.96	2.87	2.98	2.99	2.99	2.99	2.98	3.00	3.00	3.00	3.00
Al	1.04	1.11	1.05	1.03	1.04	1.09	1.03	1.01	1.01	1.02	1.03	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe <sup>2+</sup>			0.01			0.00							0.00	0.00	
Na	0.13	0.27	0.23	0.28	0.23	1.00	0.17	0.15	0.10	0.12	0.13	0.09	0.08	0.08	0.07
Ca	0.00	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
K	0.76	0.66	0.64	0.67	0.69	0.17	0.79	0.83	0.87	0.84	0.82	0.88	0.90	0.89	0.91
Ba	0.06	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	
Total	4.96	5.00	4.96	4.98	4.98	5.17	4.99	4.99	4.99	4.98	4.98	4.99	4.99	4.99	4.99
An	0	4	4	3	4	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0
Ab	15	28	25	29	24	84	18	15	11	13	14	10	8	8	7
Or	85	69	71	68	72	14	81	84	89	87	86	90	92	92	93

Tab. A18: EMPA-Analysen (wt-%) und Strukturformeln der Plagioklase. Berechnung auf der Basis von 8 O. Bei < liegt der Wert unter der Nachweisgrenze (Fe: 384 ppm, Mg: 205 ppm).

	XBo 06-002	Xbo 06-005	Xbo 06-009	XBo 06-013	XBO 06-014	XBo 06-015	XBo 06-019	XBo 06-024	XBo 06-025	XBo 06-026	XBo 06-029	XBo 06-031	XBo 06-034
SiO <sub>2</sub>	56.59	57.83	48.33	55.90	47.09	45.54	44.50	57.10	51.95	50.64	53.95	51.29	44.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27.54	27.08	32.80	27.55	34.53	35.64	36.07	26.42	30.75	30.62	29.07	30.89	35.96
FeO	<	<	0.21	0.12	0.14	0.13	0.28	0.10	0.28	0.22	0.22	0.24	0.10
MgO	<	<	0.05	<	<	<	0.04	<	0.04	0.04	<	0.04	<
CaO	8.14	7.91	14.73	8.50	16.32	17.48	18.68	7.38	12.11	12.24	10.05	12.71	18.31
K <sub>2</sub> O	0.63	0.65	0.09	1.76	0.23	0.17	0.23	3.79	0.81	1.28	1.69	1.13	0.15
Na <sub>2</sub> O	6.45	6.47	3.09	5.71	2.06	1.46	0.89	5.45	4.07	3.98	4.79	3.84	1.08
Summe	99.53	100.10	99.34	99.64	100.42	100.49	100.72	100.33	100.08	99.09	99.84	100.19	99.70
Si	2.55	2.59	2.23	2.53	2.15	2.09	2.04	2.59	2.36	2.34	2.45	2.34	2.04
Al	1.46	1.43	1.78	1.47	1.86	1.93	1.95	1.41	1.65	1.66	1.56	1.66	1.96
Mg			0.00				0.00		0.00	0.00		0.00	
Fe <sup>2+</sup>			0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.56	0.56	0.28	0.50	0.18	0.13	0.08	0.48	0.36	0.36	0.42	0.34	0.10
Ca	0.39	0.38	0.73	0.41	0.80	0.86	0.92	0.36	0.59	0.60	0.49	0.62	0.91
K	0.04	0.04	0.01	0.10	0.01	0.01	0.01	0.22	0.05	0.08	0.10	0.07	0.01
Z	4.01	4.01	4.00	4.01	4.01	4.01	4.00	4.00	4.01	4.00	4.01	4.00	4.01
X	0.99	0.98	1.02	1.02	1.00	1.00	1.03	1.06	1.01	1.05	1.02	1.04	1.02
An	40	39	72	41	80	86	91	34	59	58	48	61	90
Ab	57	57	27	49	18	13	8	45	36	34	42	33	10
Or	4	4	1	10	1	1	1	21	5	7	10	6	1



Tab. A18: Fortsetzung.

	XBo 06-037	XBo 06-038	XBo 06-039	XBo 06-042	XBo 06-044	XBo 06-045	XBo 06-046	Kal 07-1	Kal 07-2	Kal 07-3	Kal 07-4	Kal 07-5
SiO <sub>2</sub>	56.95	46.87	47.72	44.23	46.34	53.78	55.11	59.31	61.34	59.40	61.83	62.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26.37	33.31	33.67	35.72	34.53	28.63	28.40	25.66	24.76	25.74	25.84	25.34
FeO	0.08	0.24	0.27	0.18	0.19	0.10	0.09	<	<	<	<	<
MgO	<	0.04	0.05	<	<	<	<	<	<	<	<	<
CaO	7.48	15.16	15.82	18.01	16.82	9.87	9.17	5.74	5.04	6.16	6.58	5.94
K <sub>2</sub> O	2.91	0.61	0.34	0.25	0.37	2.06	5.13	0.79	0.56	0.71	0.74	0.83
Na <sub>2</sub> O	5.87	2.70	2.38	1.37	1.91	4.95	2.02	7.52	8.14	7.52	7.31	7.57
Summe	99.74	98.99	100.30	99.83	100.21	99.51	99.99	99.12	99.89	99.59	102.35	102.25
Si	2.59	2.18	2.18	2.05	2.13	2.46	2.51	2.67	2.72	2.66	2.69	2.72
Al	1.41	1.82	1.82	1.95	1.87	1.54	1.52	1.36	1.30	1.36	1.32	1.30
Mg		0.00	0.00									
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00					
Na	0.52	0.24	0.21	0.12	0.17	0.44	0.18	0.65	0.70	0.65	0.62	0.64
Ca	0.36	0.75	0.78	0.89	0.83	0.48	0.45	0.28	0.24	0.30	0.31	0.28
K	0.17	0.04	0.02	0.01	0.02	0.12	0.30	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05
Z	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.03	4.02	4.02	4.02	4.01	4.01
X	1.05	1.05	1.02	1.04	1.03	1.05	0.93	0.98	0.97	0.99	0.96	0.96
An	35	73	77	87	81	46	48	28	25	30	32	29
Ab	49	24	21	12	17	42	19	67	72	66	64	66
Or	16	3	2	1	2	12	32	5	3	4	4	5

Tab. A18: Fortsetzung.

	Kcp 07-1	Kcp 07-2	Kcp 07-3	Xcp 07-1
SiO <sub>2</sub>	61.51	57.31	61.62	61.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24.92	27.00	23.80	24.42
FeO	<	0.09	0.17	<
MgO	<	<	0.09	<
CaO	5.31	7.71	1.22	4.18
K <sub>2</sub> O	0.52	0.36	3.03	0.79
Na <sub>2</sub> O	7.91	6.68	8.48	8.73
Summe	100.26	99.19	98.48	99.53
Si	2.72	2.58	2.78	2.74
Al	1.30	1.43	1.27	1.28
Mg			0.01	
Fe <sup>2+</sup>		0.00	0.01	
Na	0.68	0.58	0.74	0.75
Ca	0.25	0.37	0.06	0.20
K	0.03	0.02	0.17	0.05
Z	4.02	4.02	4.05	4.02
X	0.96	0.98	0.99	1.00
An	26	38	6	20
Ab	71	60	76	76
Or	3	2	18	5

Tab. A19: EMPA-Analysen (wt-%) und Strukturformeln der Klinopyroxene. Berechnung auf der Basis von 6 O.

	Xbo 06-009	XBo 06-015	XBo 06-019	XBo 06-025	XBo 06-026	XBo 06-031	XBo 06-038	XBo 06-039	XBo 06-042	XBo 06-044
SiO <sub>2</sub>	50.28	51.15	50.42	49.50	50.26	50.33	51.33	51.08	51.24	51.20
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.36	0.71	0.45	0.88	0.72	0.46	0.64	0.32	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.37	2.46	4.24	3.30	4.65	4.13	2.91	3.45	2.24	3.45
FeO	5.56	9.45	9.22	11.11	7.59	8.42	8.91	7.99	12.01	8.11
MnO	0.13	0.17	0.18	0.19	0.15	0.15	0.20	0.16	0.17	0.21
MgO	14.62	13.90	13.94	12.60	13.57	13.67	13.70	14.46	12.36	13.67
CaO	22.37	21.54	21.11	20.91	22.04	21.99	22.39	21.59	21.82	22.25
Na <sub>2</sub> O	0.60	0.26	0.33	0.44	0.53	0.51	0.35	0.44	0.23	0.40
Summe	99.54	99.29	100.17	98.52	99.69	99.92	100.27	99.82	100.41	99.86
Si	1.86	1.93	1.88	1.90	1.87	1.88	1.91	1.90	1.93	1.91
Al <sup>[IV]</sup>	0.14	0.07	0.12	0.10	0.13	0.12	0.09	0.10	0.07	0.09
Al <sup>[VI]</sup>	0.10	0.04	0.07	0.05	0.08	0.06	0.04	0.05	0.03	0.06
Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Mg	0.81	0.78	0.77	0.72	0.75	0.76	0.76	0.80	0.69	0.76
Fe <sup>2+</sup>	0.17	0.30	0.29	0.36	0.24	0.26	0.28	0.25	0.38	0.25
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Ca	0.89	0.87	0.84	0.86	0.88	0.88	0.89	0.86	0.88	0.89
Na	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03
Z	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
X	2.03	2.02	2.02	2.03	2.02	2.03	2.02	2.02	2.02	2.01
En	43	40	41	37	40	40	39	42	35	40
Fs	9	16	15	19	13	14	15	13	20	14
Wo	47	44	44	44	47	46	46	45	45	47

Tab. A20: EMPA-Analysen (wt-%) und Strukturformeln der Orthopyroxene. Berechnet auf der Basis von 6 O.

	Xbo 06-009	XBo 06-013	XBO 06-014	XBo 06-015	XBo 06-019	XBo 06-025	XBo 06-026	XBo 06-029
SiO <sub>2</sub>	52.88	49.54	50.18	50.85	51.88	49.52	52.39	50.09
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.13	0.09	0.09	0.13	0.10	0.11	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.57	3.63	2.15	2.16	2.68	2.03	1.91	3.69
FeO	14.36	22.76	27.12	24.58	19.81	25.77	21.02	21.88
MnO	0.26	0.21	0.31	0.33	0.33	0.43	0.34	0.28
MgO	27.59	21.91	19.10	21.02	24.11	19.80	23.77	22.42
CaO	0.52	0.24	0.45	0.49	0.73	0.88	0.56	0.52
Summe	99.33	98.45	99.42	99.55	99.70	98.59	100.14	99.09
Si	1.91	1.88	1.93	1.93	1.92	1.91	1.94	1.88
Al <sup>[IV]</sup>	0.09	0.12	0.07	0.07	0.08	0.09	0.06	0.12
Al <sup>[VI]</sup>	0.06	0.05	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.49	1.24	1.09	1.19	1.33	1.14	1.31	1.26
Fe <sup>2+</sup>	0.43	0.72	0.87	0.78	0.61	0.83	0.65	0.69
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02
Z	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
X	2.01	2.03	2.02	2.02	2.02	2.03	2.02	2.03
En	76	63	55	59	67	56	66	64
Fs	23	37	44	40	31	42	33	35
Wo	1	0	1	1	1	2	1	1

	XBo 06-031	XBo 06-034	XBo 06-038	XBo 06-039	XBo 06-042	XBo 06-044
SiO <sub>2</sub>	51.85	53.26	51.53	52.66	51.00	52.06
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.12	0.11	0.14	0.09	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.23	2.40	1.89	2.34	1.22	2.05
FeO	21.04	16.51	24.76	18.74	29.14	22.40
MnO	0.33	0.24	0.46	0.32	0.34	0.43
MgO	23.18	27.06	20.78	24.87	17.91	22.42
CaO	0.60	0.43	0.85	0.82	0.78	0.55
Summe	99.41	100.04	100.41	99.93	100.51	100.04
Si	1.93	1.93	1.94	1.93	1.96	1.94
Al <sup>[IV]</sup>	0.07	0.07	0.06	0.07	0.04	0.06
Al <sup>[VI]</sup>	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.29	1.46	1.16	1.36	1.02	1.25
Fe <sup>2+</sup>	0.66	0.50	0.78	0.57	0.93	0.70
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
Z	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
X	2.01	2.02	2.02	2.01	2.01	2.01
En	65	74	58	69	51	63
Fs	34	26	40	30	47	36
Wo	1	1	2	2	2	1

Tab. A21: EMPA-Analysen (wt-%) und Strukturformeln der Amphibole. Berechnet auf der Basis von 23 O.

	XBo 06-009	XBo 06-019	XBo 06-034	Kcp 07-2	Kcp 07-3
SiO <sub>2</sub>	42.25	40.06	42.55	47.9	46.4
TiO <sub>2</sub>	2.43	3.92	2.18	1.0	1.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.22	14.10	14.26	6.9	7.8
FeO	8.58	11.81	7.69	16.1	16.2
MnO	0.10	0.10	0.07	0.6	0.5
MgO	15.32	12.30	15.45	12.9	12.2
CaO	11.18	11.40	11.82	11.0	12.1
K <sub>2</sub> O	0.24	2.07	1.66	1.1	0.8
Na <sub>2</sub> O	2.70	1.52	1.56	0.7	0.8
Summe	97.02	97.28	97.24	98.2	98.3
Si	6.15	5.97	6.18	7.1	6.9
Al <sup>[IV]</sup>	1.85	2.03	1.82	0.92	1.12
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sup>[VI]</sup>	0.58	0.45	0.62	0.27	0.25
Ti	0.27	0.44	0.24	0.1	0.1
Mg	3.32	2.73	3.35	2.8	2.7
Fe <sup>2+</sup>	1.04	1.47	0.93	2.0	2.0
Mn	0.01	0.01	0.01	0.1	0.1
Sum C	5.23	5.11	5.15	5.27	5.17
Sum C-5	0.23	0.11	0.15	0.27	0.17
Ca	1.74	1.82	1.84	1.74	1.9
Na	0.03	0.07	0.01	0.00	0.00
Sum B	2.00	2.00	2.00	2.01	2.09
Na	0.73	0.37	0.43	0.20	0.24
K	0.04	0.39	0.31	0.2	0.2
Sum A	0.77	0.76	0.73	0.41	0.40

Tab. A22: EMPA-Analyse (wt-%) eines Cordierits

	Kal 07-1
SiO <sub>2</sub>	48.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.5
FeO	10.5
MnO	0.31
MgO	7.16
Na <sub>2</sub> O	0.13
Summe	101.0

Tab. A23: EMPA-Analyse (wt-%) und Strukturformel eines Silimanits. Berechnet auf der Basis von 20 O.

	XBo 06-024
SiO <sub>2</sub>	35.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65.02
FeO	0.19
Summe	100.80
Si	3.82
Al	8.22
Fe <sup>2+</sup>	0.02
Total	12.06

Tab. A24: EMPA-Analysen (wt-%) und Strukturformel der Granate. Berechnet auf der Basis von 24 O.

	XBo 06-013	XBo 06-024	XBo 06-029	XBo 06-037	XBo 06-045	XBo 06-046	Kal 07-2	Kal 07-3
SiO <sub>2</sub>	37.39	37.65	38.18	39.05	39.27	38.96	35.88	35.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.91	23.06	23.02	22.74	22.80	23.41	21.21	21.28
FeO	26.64	27.33	25.16	25.90	24.24	22.63	35.87	30.13
MnO	0.67	0.39	0.70	0.38	0.38	0.48	2.85	7.01
MgO	9.84	10.55	10.36	10.32	10.69	13.46	2.40	1.39
CaO	2.39	1.38	3.10	1.21	1.96	1.61	1.64	3.36
Summe	99.89	100.42	100.59	99.65	99.40	100.59	99.88	98.52
Si	5.77	5.77	5.82	5.97	5.98	5.83	5.86	5.84
Al <sup>[IV]</sup>	0.23	0.23	0.18	0.03	0.02	0.17	0.14	0.16
Sum	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Al <sup>[VI]</sup>	3.94	3.94	3.95	4.06	4.08	3.95	3.94	3.99
Mg	2.26	2.41	2.35	2.35	2.43	3.00	0.58	0.34
Fe <sup>2+</sup>	3.44	3.50	3.20	3.31	3.09	2.83	4.90	4.17
Mn	0.09	0.05	0.09	0.05	0.05	0.06	0.39	0.98
Ca	0.39	0.23	0.51	0.20	0.32	0.26	0.29	0.60
Sum	6.19	6.19	6.15	5.91	5.88	6.15	6.16	6.09

Tab. A25: EMPA-Analysen (wt-%), Strukturformel und Ladungsbilanz der Ilmenite. Berechnet auf der Basis von 6 O.

	XBo 06-013	XBO 06-014	XBo 06-015	XBo 06-019	XBo 06-031	XBo 06-039	XBo 06-042
TiO <sub>2</sub>	53.54	50.02	52.88	49.72	51.09	50.02	50.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.86	0.09	0.68	0.63	0.86	0.08
FeO	40.98	40.76	42.45	41.86	41.33	40.76	45.60
MnO	0.28	0.29	0.32	0.32	0.33	0.29	0.45
MgO	3.93	6.14	3.28	5.21	4.72	6.14	2.15
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.75	0.96	0.93	0.81	0.75	0.74
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.05	0.19	0.09	0.21	0.20	0.19	0.03
Total	99.75	99.01	100.07	98.92	99.10	99.01	99.83
Ti	0.99	0.93	0.98	0.93	0.95	0.93	0.96
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00
V	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Fe <sup>2+</sup>	0.84	0.84	0.88	0.87	0.86	0.84	0.96
Mg	0.14	0.23	0.12	0.19	0.17	0.23	0.08
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ladungsbilanz							
O	-6.00	-6.00	-6.00	-6.00	-6.00	-6.00	-6.00
Ti	3.96	3.72	3.93	3.73	3.81	3.72	3.85
Fe	1.98	2.15	2.01	2.15	2.08	2.15	2.10
V+Cr	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04







## **Danksagung**

Für die spontane Vergabe des Themas sowie für die Übernahme des Referates und seine permanente Diskussions- und Hilfsbereitschaft möchte ich mich ganz herzlich bei Prof. Dr. Kurt Mengel bedanken.

Dank gilt auch Prof. Dr. Bernd Lehmann für das Interesse an meiner Arbeit und die Übernahme des Koreferates.

Dr. Ilka Schönberg und Dr. Ronny Schönberg haben mit ihrem Engagement bei der Isotopenmessung in Göttingen und Hannover maßgeblichen Anteil an der Fertigstellung dieser Arbeit. Danke!

Besonderer Dank gilt meiner Kollegin Ines Harms. Die entspannten Kaffeepausen, ihr Organisationstalent in Laborangelegenheiten und ihr Eifer bei der Literaturrecherche haben mir die Arbeit an dieser Dissertation sehr erleichtert. Lass' dich nicht stressen!

Dr. Kai Schmidt danke ich für die Analysen am ICP-MS, die ständige Diskussionsbereitschaft und für Reperaturen aller Art.

In der Abteilung Mineralogie, Geochemie und Salzlagerstätten möchte ich zuerst Dr. Karl Strauß und Dr. Michael Siemann für die ständige Hilfsbereitschaft bei Laborfragen und Hilfe bei der Mikroskopie danken. Auch waren die pünktlich um 11:30 stattfindenden Mensabesuche eine feste Konstante während den turbulenten Phasen dieser Arbeit. Für die Analyse der Schmelztabletten und der Hilfe an der Mikrosonde sei Klaus Herrmann gedankt. Ein ganz großer Dank geht an Ute Stövesand und Bianca Schwarz, die guten Seelen des Institutes. Ihr seid einfach spitze!

Ganz große Hilfen waren Ulf Hemmerling und Fred Türck, die mir als Abteilungsfremden jederzeit hilfreich zur Seite standen. Ebenso möchte ich Daniel Hennig danken, der während der Promotionszeit für gute Diskussionen und jeden Unsinn habhaft war.

Allen ungenannten Mitarbeitern am Institut für Endlagerforschung möchte ich für die gute Arbeitsatmosphäre danken. Es hat wirklich Spaß gemacht, hier zu arbeiten.

Meiner Familie, die mir während der gesamten Zeit ein unerlässlicher Rückhalt war, gebührt ein großes Danke. Ohne euch wäre ich nie so weit gekommen!

Letztendlich möchte ich mich bei allen Freunden bedanken, die mir die Zeit in Clausthal so einzigartig gestaltet und damit erträglich gemacht haben. Ihr seid das Fundament dieser Arbeit!



## Lebenslauf

Name: Ingo Böttcher

Geburtstag: 15. Juli 1977

Geburtsort: Göppingen

Religion: Evangelisch

Eltern: Gerhard Böttcher; Renate Böttcher geb. Geu

Geschwister: Sonja Böttcher

Schulbildung: August 1984 bis Juli 1988 Grundschule Ursenwang  
August 1988 bis Juni 1997 Werner-Heisenberg-Gymnasium in Göppingen;  
Abschluß mit der allgemeinen Hochschulreife.

Besonderes: Vom 3.11.1997 bis zum 30.11.1998 Zivildienst beim  
Pflegedienst des Deutschen Roten Kreuzes in Göppingen.

Studium: Vom 1.4.1999 bis 1.9.2005 Studium der Geologie und  
Paläontologie an der Technischen Universität in  
Clausthal-Zellerfeld. Abschluss des Studiums mit der  
Gesamtnote „sehr gut“.

Beruf: Seit 1.1.2006 bis voraussichtlich 31.12.2008  
wissenschaftlicher Mitarbeiter im Rahmen der  
Dissertation am Institut für Mineralogie und Mineralische  
Rohstoffe, seit 1.8.2007 Institut für Endlagerforschung.